Вклад России в Международный полярный год 2007/08

строение и история развития литосферы

Paulsen

Вклад России в Международный полярный год 2007/08
Series: Contribution of Russia to International Polar Year 2007/08

Строение и история развития литосферы

Structure and Evolution of the Lithosphere

Главный редактор тома
Ю.Г. Леонов

Editor-in-chief
Yu. G. Leonov

ВНИМАНИЕ! Номера страниц в pdf-файле смещены по отношению к бумажной версии книги. Правильные номера страниц указаны в оглавлении в конце сборника

Paulsen Editions. Москва – Санкт-Петербург
Paulsen Editions. Moscow – Saint-Petersburg
2010

УДК 84
ББК 82

Строение и история развития литосферы. – М.: Paulsen, 2010. – 640 с.: ил. – ISBN 978-5-98797-043-0

Макет, верстка Д.П. Глазков, А.В. Гончарова

Серия «Вклад России в Международный полярный год 2007/08»:
Полярная атмосфера
Океанография и морской лёд
Полярная криосфера и воды суши
Строение и история развития литосферы
Наземные и морские экосистемы
Проблемы здравоохранения и социального развития Арктической зоны России
Итоги МПГ 2007/08 и перспективы российских полярных исследований

ISBN 978-5-98797-043-0

Отпечатано в ООО «Миттель Пресс»
Ул. Руставели, д.14, стр.6, тел.: (495) 647-01-89, 619-08-30

Введение:
о работах по направлению «Строение и история развития литосферы»

Ю. Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва

В данном – четвертом томе Трудов Международного Полярного Года (МПГ 2007/2008) отражены результаты исследований, выполненных в России, в рамках направления «Геологическая история и литосфера полярных районов».

Исследования велись по проектам, включенным в международную программу МПГ 2007/08, и по проектам национальным. С формальной точки зрения эти две группы проектов имеют разный статус, но по существу особых различий между ними нет: в том и другом случае работы проведены на ключевых объектах, по проблемам, представляющим интерес для решения региональных и общих проблем геологии и геофизики Арктики, а в плане финансирования – в соответствии с выделенными в той или иной организации средствами. По рассматриваемому направлению, силами организаций Российской академии наук (РАН) и Министерства природных ресурсов (МПР РФ), а точнее – входящего в его состав Федерального Агентства по недропользованию (Роснедра), было реализовано около 30 проектов. Некоторые проекты выполнялись смешанными коллективами и частично с международным участием. Из общего числа проектов 6-7 проектов относится к Антарктике, остальные – к Арктике.

Стратегическое руководство исследованиями и мероприятиями Полярного года осуществлял Национальный Оргкомитет по участию Российской Федерации в подготовке и проведении мероприятий в рамках Международного полярного года под руководством двух сопредседателей А.И. Бедрицкого – Руководителя Росгидромета и А.Н. Чилингарова – специального представителя Президента РФ по международному сотрудничеству в Арктике и Антарктике. Оперативная координационная работа выполнялась специально созданным Межведомственным научно-координационным Комитетом (МНКК), успешная деятельность которого была обеспечена Председателем Комитета И.Е. Фроловым (директором Арктического и Антарктического научно-исследовательского института), заместителем Председателя А.И. Даниловым и ученым секретарем В.Г. Дмитриевым.

Полярные исследования 2007-2008 годов в значительной части проводились под флагом МПГ 2007/08. Но не все. Здесь необходимо подчеркнуть, что кроме них были и другие – плановые работы различных организаций, формально не включенные в программы МПГ 2007/08. В данной книге, имеющей определенную направленность, они, как правило, не рассматриваются, хотя их итоги не менее важны. Вообще же результаты и достижения МПГ 2007/08, сколь бы примечательны они не были, невозможно обособить от большого и многообразного комплекса исследований, постоянно ведущихся в полярных областях. Проблемы, задачи Полярного года в большинстве своем возникли не вдруг и не на пустом месте, и по истечении Полярного года исследования не заканчиваются. Это – хоть и важный и яркий, но все-таки лишь этап в изучении полярных областей.

Что касается «года» – то это понятие в данном случае условное: на самом деле он продолжался два календарных года 2007 и 2008, а если к этому прибавить время на подготовительные мероприятия и завершающую обработку материалов, то этот срок еще увеличивается.

Знакомясь с результатами геологических и геофизических работ Полярного года, изложенными в данной книге, следует, в частности, иметь в виду, что в годы, предшествовавшие МПГ 2007/08 в России было опубликовано много работ – статей, монографий, сборников, карт, в том числе и таких, в которых подводятся итоги (не обязательно окончательные) по тем или иным направлениям и проблемам изучения Арктики и Антарктики по состоянию примерно на начало – отчасти середину первого десятилетия текущего века. Перечислить даже самые значительные из них невозможно. Но ряд работ обращает на себя особое внимание. К их числу относятся, например, подготовленные большими авторскими коллективами публикации, в которых заключена огромная информация: серия тектонических карт для краевых арктических (и дальневосточных) морей, составленных под руководством Н.А. Богданова и В.Е. Хаина, монументальные сборники – «Российская Арктика» (СПб, 2002 г.), посвященный 80-летнему юбилею И.С. Грамберга, и «60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане» (СПб, 2008), посвященный 60-летию ВНИИОкеангеология.

Новые данные, полученные по проектам МПГ 2007/08, пополняют имеющуюся информацию, по ряду направлений существенно. И, что весьма важно, благодаря Полярному году удалось, с одной стороны, завершить и подвести итоги по некоторым темам и направлениям, материал по которым накапливался годами, с другой – инициировать некоторые новые важные исследования.

Данная книга дает довольно полное представление о выполненных работах и полученных результатах. Вместе с тем, написана она, если можно так сказать, «по свежим следам», и поэтому кое-что из представленных в ней материалов подлежит дальнейшей обработке и обдумыванию.

Содержание книги говорит само за себя, так что комментарии могут быть сведены к минимуму.

Материал сгруппирован в нескольких разделах; прежде всего, выделены разделы (части) по Антарктике и Арктике.

В Антарктиде выполнены сухопутные и морские исследования.

На материке изучались проблемы докембрийской геологии, были обобщены (с составлением карты) данные по подледному рельефу. Кроме того, в процессе работы по международному проекту «TEMPORE», ориентированному на составление новой тектонической карты Антарктиды (в паре с аналогичной картой для Арктики), был обобщен огромный материал и предложен синтез тектонической истории Антарктиды на уровне её современной изученности и в свете современного состояния геодинамических идей (статья: Г.Э. Грикуров и др.).

В антарктических водах проведены два цикла морских экспедиций. Один из них – экспедиции института ВНИИОкеангеология и Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ПМГРЭ) с участием Института Вегенера (Германия) на двух научно-исследовательских судах – «Александр Карпинский» и «Polarstern» в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен). Второй цикл – экспедиции Института геохимии и аналитической химии им В.Н.Вернадского (ГЕОХИ РАН) на судне «Академик Петров» в море Скоша и в Тасмано-Антарктическом проходе. Полученные данные изложены в статьях Г.Л. Лейченкова и др. и Г.Б. Удинцева и др.

В Арктике тематика работ отличалась большим разнообразием. Из морских работ следует упомянуть цикл экспедиций Геологического института (ГИН РАН) совместно с Норвежским нефтяным Директоратом и при участии сотрудников Института геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского (ГЕОХИ РАН) на научно-исследовательском судне «Академик Н.Страхов». Исследования имели комплексный характер и велись по линии нескольких проектов МПГ 2007/08. Район экспедиций располагался в северной части шельфа Баренцева моря с детальными работами на трех полигонах: в водах к юго-западу от архипелага Земля Франца Иосифа (полигон «ЗФИ»), непосредственно к востоку от о. Северо-Восточная Земля архипелага Шпицберген (полигон «желоб Орла-Стурё»), в треугольнике между архипелагом Шпицберген, о. Медвежий и хр. Книпповича (в «устье» Медвежинского желоба). Интересы лежали в области изучения малоисследованных проблем геодинамики области перехода от континента к океану с акцентом на изучении верхних горизонтов чехла, рельефа морского дна, особенностей магматизма и геотермического режима. Изучение этих элементов дополнялось выборочными исследованиями на островной суше (Шпицберген и Земля Франца Иосифа) и в Северной Атлантике (хр. Книпповича и область континентального склона).

Материалы указанных экспедиций изложены в нескольких статьях в разделе 2 «Геология и геофизика морского дна, морские экспедиции в Арктике». В этом же разделе помещена статья (О.В. Петров и др.) с описанием гранитов из донных осадков в подножье хр. Ломоносова, имеющая отношение к проблеме тектонической природы хребта.

В нескольких районах Арктики проведены (в основном, как продолжение или завершение работ прежних лет) наземные геологические и геофизические исследования. Их результаты представлены в статьях раздела 3 «Геологическое строение районов и тектонических элементов Арктики». Исследования направлены на решение крупных задач регионального характера. Но, помимо этого, полученные данные во многих случаях дают ценный материал для выводов и создания моделей более общего порядка. В большей или меньшей степени они могут быть использованы, и используются авторами, для контроля за построениями, относящимися к внутренним частям Арктического бассейна.

Сказанное относится ко многим работам по шельфовому и материковому обрамлению восточной половины Арктического бассейна, в особенности Канадской котловины, существующие схемы геологического строения которой почти все малоубедительны. Это придает особое значение работам, выполненным в группе Новосибирских о-вов (в течение МПГ 2007/08 на островах Столбовой и Бельковский) (статья: А.Б.Кузьмичев, М.К.Данукалова), материал которых использован для тестирования существующих моделей раскрытия бассейна, и на о. Врангеля, играющем важную роль в палеотектонических реконструкциях мелового Южно-Анюйского океана – одного из ключевых элементов Восточной Арктики (статья: С.Д. Соколов и др.).

К этой же категории работ, дающих материал для обсуждения дискуссионных проблем геологии Арктики, относятся: уточнение модели современной геодинамики Северного Верхоянья и моря Лаптевых – района, играющего ключевую роль в вопросе продолжения на континенте спредингового хребта Гаккеля (статья: Л.П. Имаева и др.); разработка уточненной схемы корреляции каледонских структур Атлантического сектора Арктики (проект А.М. Тебенькова); существенные уточнения, касающиеся петрохимии и хронологии формирования мезозойских магматических комплексов о-вов ЗФИ и их положения в геодинамической истории Баренцевоморской области (статья: Э.В. Шипилов, Ю.В. Карякин).

Проблемы тектоники и строения земной коры материковой части и шельфа Западной Арктики, решались в проектах, посвященных изучению района Белого и южной части Баренцева морей. Для этого района, во-первых, составлена новая тектоническая карта, акцент в которой сделан на рифейских и палеозойских рифтах – важном структурообразующем элементе коры (статья: А.С. Балуев и др), во-вторых, создана сейсмогеологическая модель литосферы по профилю ГСЗ-ОГТ, проходящему по суше и акватории Белого моря (статья: А.И.Слабунов и др.).

В плане обобщающих исследований особое место принадлежит разработке панарктических (или циркумарктических) стратиграфических схем. В течение МПГ 2007/08 силами сотрудников нескольких институтов РАН, организаций агентства Роснедра, МГУ и ряда других госуниверситетов, был выполнен очередной, если и не завершающий, то позволяющий расставит многие точки над «i» этап исследований для мезозоя. Район полевых работ охватывал полярные и приполярные территории Евразии от Шпицбергена до Новосибирских островов. Но основе полученных материалов созданы новые реконструкции палеогеографической, гидрологической и климатической ситуации на территории Арктики (статья: В.А. Захаров и др.). Одновременно сделаны серьезные шаги по увязке реперных элементов арктических (бореальных) и южных (тетических) стратиграфических схем. В частности, впервые за более чем столетний период усилий специалистов Западной Европы и Северной Америки осуществлена прямая бореально-тетическая корреляция пограничных между юрой и мелом слоев Арктики и Западной Европы.

Заметное место в отмеченных работах занимало изучение изменений климата в геологическом прошлом. Смысл такого рода работ для изучения закономерностей изменений климата, а также их влияния на окружающую среду, очевиден. Экскурсы в геологическое прошлое позволяют реконструировать не только краткосрочные (высокочастотные) флуктуации, но и долгосрочные тренды климатических изменений, помогают понять механизмы влияния климата и его изменений на биосферу, включая и человека в ранние периоды его существования. При этом Арктика с её контрастами дает в этом отношении особо интересный материал.

Кроме указанных работ, было выполнено целенаправленное исследование климата середины мелового периода по ископаемым флорам с островов Котельный и Новая Сибирь в архипелаге Новосибирских островов с применением специальных методик. Оно показало (статья: А.Б. Герман и др. в разделе 4), что в Арктике в это время существовал влажный, умеренно-теплый климат с теплыми летними температурами и мягкими зимами, благоприятный для теплолюбивых растений и некоторых групп животных, включая, например, крупных динозавров.

Несколько проектов было посвящено климату и палеогеографическим реконструкциям четвертичного периода, частично объединенных в кластеры по территориальному признаку. Соответствующие статьи составляют раздел 5 «Климат и палеогеография четвертичного периода». Предметом исследований являлись: четвертичная история седиментации на хр. Ломоносова (статья: М.А. Левитан и др.); создание новой стратиграфической схемы четвертичных отложений Новосибирских островов и Яно-Индигирской низменности (статья: А.Э. Басилян, П.А. Никольский); реконструкция палеоэкологических обстановок плейстоцена – голоцена в Кольском регионе (статья: В.Я. Евзеров и др.); создание схемы корреляции событий плейстоцена-голоцена Арктики и внеарктической области (статья Ю.А. Лаврушина).

Наиболее крупное исследование из этого цикла связано с выполнением многолетнего международного проекта «Инициальное заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды» (статья А.А. Величко и др.). В проекте участвовали несколько Институтов РАН, Российской академии медицинских наук, научные организации и университеты Норвегии, Великобритании, США, Дании. В течение МПГ 2007/08 выполнен завершающий этап работ, которые позволили не только реконструировать условия обитания и пути расселения древнего населения Северной Евразии, но и выявить корреляцию импульсов заселения и рецессии (обратной миграции) с климатическими эпохами.

В следующий раздел книги (раздел 6) вынесены статьи по некоторым общим проблемам Арктики.

На фоне позднедокембрийской–раннепалеозойской истории Западной (в основном) Арктики анализируется проблема существования палеоконтинента Арктида (статья: Н.Б. Кузнецов). Это, безусловно, очень важная проблема геологии Арктики, хотя правильнее, думается, было бы употреблять не этот введенный Л.П. Зоненшайном и его соавторами термин, а первоначальное, введенное Н.С. Шатским, название – Гиперборейский континент или Гиперборейская платформа. Так, кстати, и поступают многие современные авторы, высказывающиеся, в том числе основываясь на другом материале и других соображениях (как, например, В.Я. Кабаньков и др.), в пользу существования этого тектонического элемента.

Здесь же помещена статья, посвященная характеристике геотермического поля Западно-Арктического региона и вытекающих из его анализа выводов, включая выводы прикладного характера (статья: М.Д. Хуторской и др.). В этом перечне следует упомянуть также о реализации под руководством О.В. Петрова большого международного проекта «Атлас геологических карт циркумполярной Арктики».

В заключительном разделе (раздел 7) рассматривается проблема границы зоны экономических интересов России, известная также под названием «проблемы ВГКШ» – внешней границы континентального шельфа. Её анализу был посвящен специальный проект, завершившийся разработкой (уточнением) модели строения земной коры и реконструкцией геологической истории области Центрально-Арктических поднятий (статья: В.А. Поселов и др.). На уровне имеющегося на сегодня материала представлены аргументы в подтверждение континентальной природы коры главных тектонических элементов (поднятий) этой области и, прежде всего, хр. Ломоносова и поднятия Менделеева.

Несколько слов о совещаниях. В связи с Полярным годом было проведено довольно много совещаний, конференций, даже конгрессов (как, например, несколько сессий «Северного конгресса» в Сыктывкаре и Москве). Большинство из них включало разнообразную тематику. Но описываемому здесь геолого-геофизическому направлению были специально посвящены, как минимум, два представительных совещания. Одно из них – Тектоническое совещание «Геология полярных областей Земли» (Москва, февраль 2009 г. – с более чем 300 участниками) было организовано Межведомственным тектоническим комитетом ОНЗ РАН совместно с Федеральным агентством Роснедра и МГУ. Второе – Международная конференция «Путь на север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики» (Москва, декабрь 2008 г. – с числом участников около 100) было организовано Институтом географии РАН; А.А.Величко). Материалы того и другого совещаний опубликованы в виде сборника статей «Геология полярных областей Земли» в двух томах (2009 г.) и коллективной монографии «Путь на север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики» (2008 г.).

И уж раз зашла речь о публикациях, то нельзя не отметить очень полезное периодическое издание – журнал «Новости МПГ», регулярные выпуски которого были налажены Межведомственным научно-координационным Комитетом. В нем оперативно печатались статьи научного и информационного характера по широкому спектру проблем МПГ 2007/08.

В завершение данного вводного обзора хотелось бы упомянуть о двух мероприятиях особого рода, имевших место в начале Полярного года.

В определенном смысле как пролог к активности МПГ 2007/08 в нашей стране можно рассматривать высокоширотную глубоководную экспедицию к Северному полюсу, организованную А.Н. Чилингаровым в июле–августе 2007 г. Экспедиция проходила на двух судах – научно-экспедиционном судне «Академик Федоров» и атомном ледоколе «Россия» с погружением на дно Северного Ледовитого океана в подводных управляемых аппаратах МИР-1 и МИР-2. Экспедиция широко освещена в литературе, прессе, других средствах массовой информации, и повторяться не имеет смысла. Но хотелось бы напомнить о том большом резонансе, который она вызвала в России и за рубежом. Она продемонстрировала возможности страны, Российской академии наук, в составе которой функционируют МИРы, привела к всплеску общественного и научного интереса к Арктике, стимулировала активность в её исследовании.

Задачи экспедиции, помимо погружения на дно океана в точке Северного Полюса, в основном были связаны с гидрографией, метеорологией, изучением ледяного покрова и т.п. Объем геологических и геофизических исследований был скромным. Тем не менее, и в этой области удалось получить некоторые важные данные. Наиболее интересный результат, уже отмеченный выше, связан с исследованием донных осадков из района подножья хр. Ломоносова вблизи Северного полюса. В них обнаружены мелкие обломки гранитов архейского возраста, источником которых, скорее всего, является хр. Ломоносова. Эти данные могут иметь критическое значение для определения типа коры в хр. Ломоносова, с чем, в свою очередь, связано обоснование границ зоны экономических интересов России.

Второе мероприятие, не столь яркое, но хронологически связанное с Полярным годом – экспедиция в Антарктиду к Полюсу недоступности, организованная шведским предпринимателем, путешественником и ученым Фредериком Паулсеном (опускавшимся на дно Ледовитого океана во время вышеупомянутой экспедиции А.Н. Чилингарова в составе экипажа глубоководного аппарата «МИР-2»). Это, не научное и к тому же, в отличие от предыдущего, не получившее широкого резонанса, событие, заслуживает упоминания по той причине, что имеет прямое отношение к одной из знаменательных вех в истории российских антарктических исследований. Экспедиция носила мемориальный характер: она была задумана в ознаменование 50-летия покорения Полюса недоступности Советской антарктической экспедицией в 1958 г. От Российской академии наук в экспедиции Ф. Паулсена участвовали В.Е. Фортов и Ю.Г. Леонов. Мемориальный поход состоялся в первой половине января 2008 года. Как и пятьдесят лет назад, он был выполнен в санно-тракторном варианте по маршруту технически более простому, но более высотному (3000 м и выше). Исходным пунктом был Южный полюс. План Ф.Паулсена был реализован, хотя из-за поломки вездехода санно-тракторный поезд с участниками экспедиции вынужден был остановиться, несколько не дойдя до Полюса недоступности, и акция была завершена с помощью авиации.

Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен)

Г.Л. Лейченков[1], Ю.Б. Гусева[2],
В.В. Гандюхин[2], К. Голь[3],
С.В. Иванов[2], А.В. Голынский[1],
А.Ю. Казанков[2]

---

1 – Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, Россия
2 – Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ), г. Санкт-Петербург, г. Ломоносов, Россия
3 – Институт Альфреда Вегенера, г. Бремерхафен, Германия

Аннотация

В статье рассматриваются основные результаты морских геофизических исследований, выполненных по международному проекту МПГ 2007–2008 гг. в районе южной части плато Кергелен (Антарктика) в течение двух полевых сезонов 2007 и 2009 гг. (в 2007 г. работы проводились совместно с институтом Альфреда Вегенера, Германия). На основании проведенных исследований выявлены основные тектонические провинции района работ, установлена природа южной части вулканического плато Кергелен, предложены новые геодинамические модели раннего этапа раскрытия Индийского океана, выполнен детальный сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла, выявлены обстановки осадконакопления и особенности терригенной седиментации в период антарктического оледенения.

Введение

В начале 2007 г. в антарктической части Индийского океана были выполнены совместные российско-германские геофизические исследования по проекту 3-го международного полярного года (МПГ 2007/2008 гг.) «История геодинамического развития, осадконакопления и изменений природной среды бассейна моря Содружества и южной части плато Кергелен (Восточная Антарктика)». В осуществлении проекта с российской стороны принимали участие специалисты ПМГРЭ и ВНИИОкеангеология, а со стороны немецких партнеров – ученые из Института Альфреда Вегенера (AWI) и Института геонаук и природных ресурсов Германии (BGR). Работы проводились с использованием двух научно-исследовательских судов НИС «Академик Александр Карпинский» (ПМГРЭ) и НИС «Поларштерн» (AWI). Площадь исследований охватывала акватории моря Содружества, восточной части котловины Эндерби, трога Принцессы Елизаветы и юго-западной части плато Кергелен (рис. 1).

Основными научными задачами исследований по проекту являлись: 1) изучение механизма, геометрии и продолжительности растяжения континентальной коры; 2) изучение структурных параметров, физических свойств и взаимоотношения рифтогенной континентальной, океанической и утолщенной магматической коры района плато Кергелен; 3) идентификация границы между корой континентального и океанического типов и реконструкция истории раннего спрединга морского дна Индийского океана; 4) определение природы земной коры южной части плато Кергелен; 5) реконструкция обстановок осадконакопления на континентальной окраине Антарктиды в мезозойско-кайнозойское время.

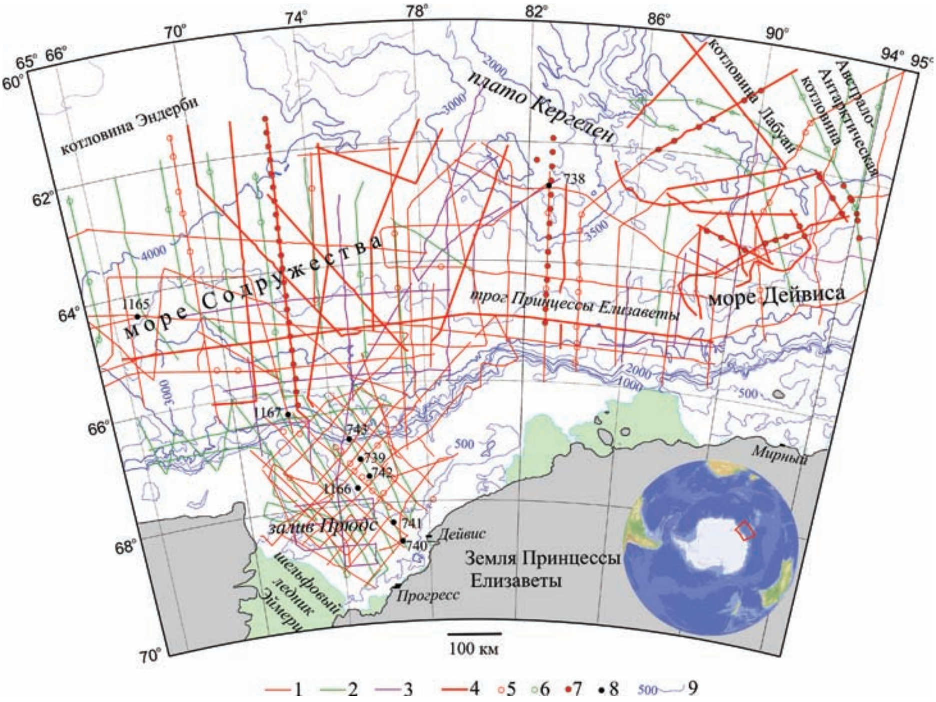


Рис. 1. *Схема сейсмических исследований в море Содружества, море Дейвиса и южной части плато Кергелен. 1–4 – профили ОГТ, выполненные экспедициями СССР/РФ (1), Австралии (2), Японии (3), по проекту МПГ (4); 5–7 – пункты зондирований МПВ, выполненные экспедициями: СССР/РФ (5), Австралии (6), по проекту МПГ (7); 8 – положение скважин глубоководного бурение по проектам ODP и их номера; 9 – изобаты (в метрах).*

В состав совместных исследований входили: многоканальное сейсмическое профилирование методом общей глубинной точки (МОГТ), сопровождаемое измерениями гравитационного и магнитного поля, глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) с использованием подводных трехкомпонентных сейсмостанций (выполнялись немецкими специалистами), широкоугольное сейсмическое профилирование с одновременным использованием двух судов и аэромагнитные съемки с вертолета, размещавшегося на НИС «Поларштерн». В 2009 г. российские ученые продолжили исследования по проекту МПГ, изучив акваторию, расположенную к востоку от района совместных российско-немецких работ, которая включала юго-восточную часть плато Кергелен, море Дейвиса и глубоководную котловину Лабуан (рис. 1). Необычно суровая для антарктического лета ледовая обстановка, которая сложилась в период проведения работ в обоих полевых сезонах, не позволила выполнить геофизические наблюдения на шельфах, как это планировалось (южные окончания профилей, выполненных в 2007 и 2009 гг. фактически оконтуривают северную кромку ледяных полей; рис. 1).

В результате исследований по проекту МПГ в сезон 2007 г. было выполнено 5 000 км сейсмических, более 5500 гравитационных, 13 000 магнитных (морских и воздушных) наблюдений и произведено 39 постановок донных станций на двух меридионально ориентированных профилях МОГТ, а в сезон 2009 г. – 3 000 км сейсмических, 6 500 км гравитационных и 6 000 магнитных наблюдений, а также 26 зондирований методом преломленных волн (МПВ) с применением радиобуев (рис. 1). Для производства работ МОГТ использовался сейсмический комплекс MSX-6000 фирмы «INPUT/OUTPUT Inc.» включающий цифровую 352-канальную приемную расстановку (косу) длиной 4 500 м и две линии групповых пневмоисточников общим объемом от 20 до 38 литров.

1. Предшествующие исследования

Бассейны моря Содружества и моря Дейвиса являются частью антарктической окраины, которая сформировалась в результате распада Восточной Гондваны и разделения Индийской и Австрало-Антарктической плит в позднеюрско-раннемеловое время (*Powell et al.; 1988; Lawver et al., 1992*). На развитие бассейнов существенное влияние оказало внедрение в литосферу Восточной Гондваны мантийного плюма Кергелен, проявившегося в виде длительного вулканизма с образованием плато Кергелен. Прилегающая к акватории района исследований антарктическая суша входит в состав древнего кристаллического щита Восточной Антарктиды, на побережье преимущественно представленного метаморфическими комплексами пород докембрийского–раннепалеозойского возраста (*Грикуров, 1980*). Строение фундамента и осадочного чехла бассейнов морей Содружества и Дейвиса изучались на протяжении многих лет в Советских и Российских Антарктических экспедициях и рядом зарубежных экспедиций, однако многие аспекты тектонической (геодинамической) эволюции земной коры этого сектора Индийского океана до сих пор остаются неопределенными.

Морские геофизические исследования в районе морей Содружества и Дейвиса, которые, как правило, включали сейсмические (МОГТ), магнитные и гравитационные наблюдения, неоднократно проводились экспедициями СССР, Франции, Японии, России, Австралии (*Stagg et al., 2005; Лейченков и Гусева, 2006*). До начала полярного года здесь было выполнено около 39 000 км сейсмических и более 50 000 км магнитометрических профилей (рис. 1). Следует отметить, что сейсмические материалы, полученные до середины 1990-х годов (около 30 % от всех имеющихся материалов), оказались малоинформативными для тектонической интерпретации, так как не обладали необходимой глубинностью исследований.

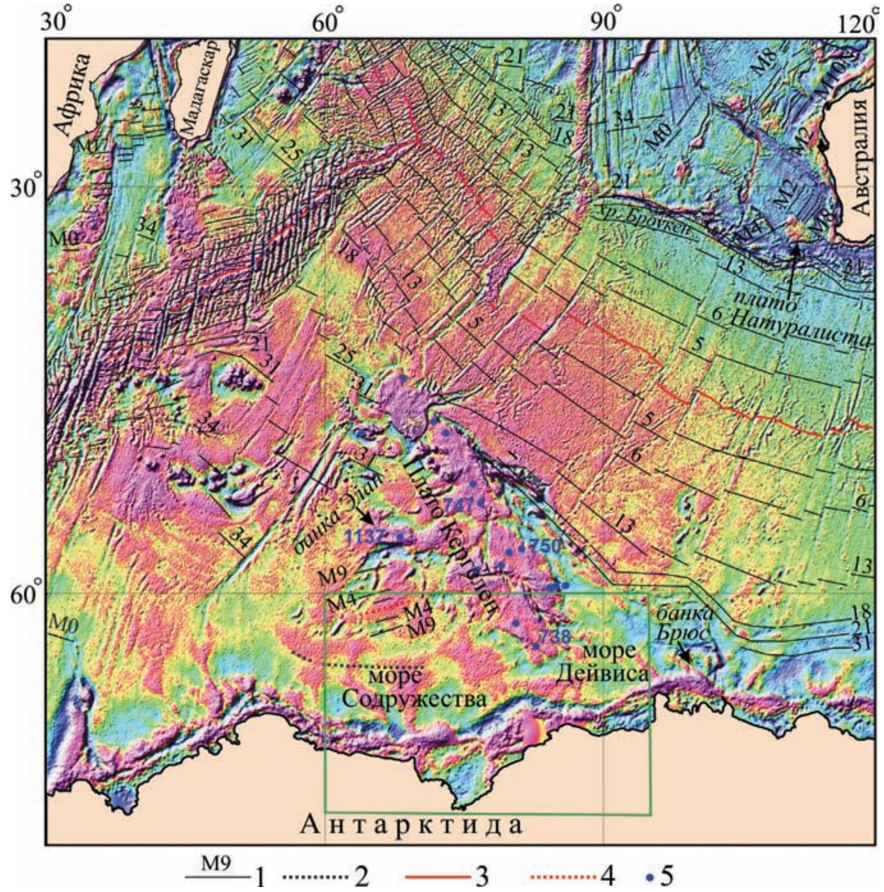


Рис. 2. Аномальное гравитационное поле (редукция в свободном воздухе; по данным спутниковой альтиметрической съемки; Sandwell & Smith, 2005) и номерные магнитные аномалии юго-восточной части Индийского океана. 1 – магнитные аномалии и их номера (Muller et al., 1997, Gaina et al., 2007), 2 – высокоамплитудная линейная магнитная аномалия моря Содружества, 3 – современный срединно-океанический хребет, 4 – оси отмершего спрединга, 5 – скважины, пробуренные по проектам ODP и IODP (приведены номера скважин, которые упоминаются в тексте). Зеленый контур – район работ по проекту МПГ.

По мере поступления геолого-геофизических данных развивались и представления о строении земной коры и ранней истории раскрытия южной части Индийского океана. В 1988 г. Пауэлл с соавторами (*Powell et al., 1988*), обобщив все имеющиеся на то время геолого-геофизические материалы на сопряженных окраинах материков Восточной Гондваны, сделали вывод, что рифтогенез между Индией и Антарктидой начался в позднеюрское время и закончился расколом литосферы около 132,5 млн. лет назад (хрон полярности магнитного поля M11). В последующие годы в ряде публикаций *(Royer & Coffin, 1992; Gaina et al., 2007)* обсуждалось только возможное положение спрединговых аномалий, в то время как возраст первичного раскрытия серьезной ревизии не подвергался.

Отечественными исследованиями в море Содружества была выявлена высокоамплитудная (350–500 нТл) линейная магнитная аномалия и высказано предположение, что она маркирует границу между рифтогенной корой континентального типа и корой океанического типа (рис. 2; *Гандюхин и др., 2002*). Происхождение линейной аномалии объяснялось «краевым эффектом», т.е. контактом сильномагнитной магматической коры океана с менее магнитной континентальной корой, подвергнутой интенсивному растяжению в период рифтогенеза. Позже, Стагг и др. (*Stagg et al., 2005*), соглашаясь с выводами российских специалистов о положении границы континент-океан в море Содружества, обнаружил, что к северу от линейной аномалии (в абиссальной котловине Эндерби) на сейсмических разрезах выделяются три толщи: тонкая верхняя с короткими полого-наклонными внутренними рефлекторами, средняя – полупрозрачная (без отражений) и нижняя, подстилаемая границей Мохоровичича, с насыщенной беспорядочными рефлекторами и дифракциями структурой сейсмической записи. Основываясь на известных представлениях о строении земной коры абиссальных котловин, они отождествили эти толщи с базальтовым (слой 2A), дайковым (слой 2B) и габбровым (слой 3) комплексами океанической коры, соответственно.

В разные годы предпринимались попытки идентификации номерных магнитных аномалий в морях Содружества и Дейвиса, но убедительные модели спрединга морского дна до сих пор отсутствовали. Это связано с низкой плотностью магнитных наблюдений в этой части Южного океана и, возможно, с особенностями спрединга морского дна вблизи вулканического плато Кергелен. Рамана и др. (*Ramana et al., 2001*) предположили наличие последовательности магнитных аномалий от M11 до M0 в подножии континентального склона западной части моря Содружества, однако последующие исследования эту модель не подтвердили. Гайна и др. (*Gaina et al., 2007*) идентифицировали в море Содружества и абиссальной котловине Эндерби (между 62° и 72°в.д.) симметричную последовательность магнитных аномалий ЮВ-СЗ простирания от M9n (129,5 млн. лет) до M2 (126,7 млн. лет) и отмерший палеохребет в ее центре (в районе 61 в.д.) с возрастом около 118 млн. лет (рис. 2).

Плато Кергелен представляет собой крупнейшую вулканическую провинцию Мирового океана. Сейсмическими исследованиями французских и австралийских экспедиций установлено, что южная часть плато Кергелен представляет собой обширное поднятие акустического фундамента, характеризующегося широким развитием разнонаправленных наклонных и пологозалегающих внутренних отражений (*Rotstein et al., 1992*). В 1987, 1988 и 1999 гг. на плато Кергелен по программе глубоководного бурения (ODP) пробурено 15 скважин, одна из которых (738) расположена в южной его части (рис. 2).

Фундамент плато Кергелен преимущественно представлен толеитовыми базальтами, изливавшимися в субаэральных условиях около 120–110 млн. лет назад в южной части плато и 105–100 млн. лет в его центральной части и на банке Элан (*Coffin et al., 2002*).

По результатам геофизических и геологических исследований Коффин и др. (*Coffin et al., 2002*) сделали вывод, что раскрытие океана между Индией и Антарктидой могло быть вызвано внедрением горячей точки Кергелен в литосферу Восточной Гондваны 132 млн. лет назад, которое проявилось в излиянии базальтов в юго-западной Австралии (комплекс Банбери) и на плато Натуралиста (рис. 2). Около 120 млн. лет назад горячая точка сместилась в северо-западном направлении (или вновь активизировалась) и, при взаимодействии с центром спрединга Индийского океана, стимулировала обильную вулканическую деятельность, сформировавшую южную часть плато Кергелен *(Coffin et al., 2002)*. Гайна и др. *(Gaina et al., 2007)* связывают с этим событием отмирание палеохребта в районе 61°в.д. и перескок океанического спрединга, который отделил блок континентальной коры от Индийской материковой окраины, представленный в настоящее время банкой Элан (рис. 2). Данные глубинного сейсмического зондирования (в районе 58°ю.ш.) и геохимические исследований базальтов, вскрытых скважиной ODP 738, 747 и 750, указывают на возможное существование вещества континентального генезиса в нижней части земной коры плато Кергелен (*Operto & Charvis, 1995; Coffin et al., 2002)*.

2. Результаты геофизических исследований по проекту МПГ

Двадцатилетний период изучения антарктической континентальной окраины, сопряженной до распада Гондваны с полуостровом Индостан, показал достаточно сложное строение ее земной коры и во многом еще не ясную историю геологического развития. Новые геофизические данные, полученные в рамках проекта МПГ, и их интеграция с предшествующими отечественными и зарубежными материалами позволяют существенно развить наши представления о ранних этапах раскрытия Индийского океана.

Сейсмические материалы зарубежных экспедиций (рис. 1) были получены из международной библиотеки сейсмических данных по Антарктике (см. сайт: http://scar-sdls.org/), а магнитные данные – из базы данных международного проекта ADMAP (Цифровая карта магнитных аномалий Антарктики, см. сайт http: // earthsciences.osu.edu/admap/). Интеграция зарубежных и отечественных магнитных данных, позволила построить достаточно детальную карту аномального магнитного поля района исследований (рис. 3).

2.1 Строение земной коры и история геодинамического развития района южной части плато Кергелен

Представления о тектоническом строении района исследований и истории его развития в геологическом прошлом основаны на анализе морфологии и внутреннего строения кристаллического фундамента, а также качественной интерпретации аномальных потенциальных полей и их количественной обработки (плотностного моделирования по гравиметрическим данным и моделирования спрединга морского дна по магнитометрическим данным).

2.1.1. Строение земной коры

Поверхность кристаллического фундамента в основном уверенно идентифицируется на сейсмических разрезах, если расположена выше кратных волн от поверхности морского дна. В волновом поле она представлена акустически контрастной, рельефной, шероховатой или ровной, иногда дифрагирующей границей, которая отделяет вышележащую, хорошо стратифицированную толщу с протяженными отражающими границами от подстилающей среды с редкими нерегулярными или наклонными (как в абиссальной котловине моря Содружества и на плато Кергелен) отражениями. В подножии континентального склона моря Дейвиса кристаллический фундамент установлен менее отчетливо, так как перекрыт горизонтом осадочного чехла с высоким коэффициентом отражения, который препятствует прохождению сейсмического сигнала.

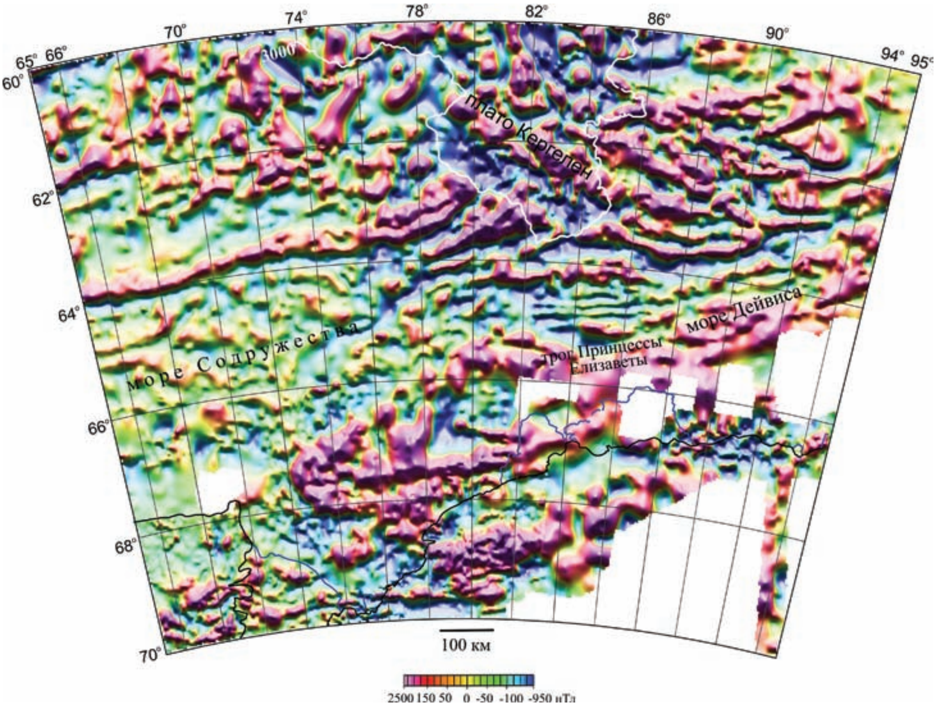


Рис. 3. Аномальное магнитное поле (ΔT)а моря Содружества, моря Дейвиса, южной части плато Кергелен и прилегающей суши. Белой линией показана изобата 3000 м, оконтуривающая плато Кергелен

По результатам комплексной интерпретации геофизических данных составлена схема тектонического строения района исследований, на которой показаны главные тектонические подразделения, принципиально отличающиеся по структуре, физическим характеристикам и истории развития земной коры (рис. 4). К этим подразделениям относятся: докембрийский кристаллический щит Восточной Антарктиды, позднеюрско–раннемеловая система внутриконтинентального и окраинного рифтовых грабенов, раннемеловая океаническая котловина и раннемеловая вулканическая провинция Кергелен.

Докембрийский кристаллический щит фрагментарно обнажается на побережье изученной акватории и продолжается на шельф, где он погружен на глубину до 2 км и перекрыт тонким слоем осадков. Земная кора в пределах кристаллического щита практически не затронута процессами растяжения и имеет нормальную для континентов мощность 25–30 км.

Внутриконтинентальный и окраинный рифтовые грабены образуют генетически взаимосвязанную систему. Внутриконтинентальный рифтовый грабен выделен на шельфе залива Прюдс по результатам исследований прошлых лет *(Leitchenkov, 1991)*. Границы грабена определены по резкому погружению поверхности кристаллического фундамента на сейсмических разрезах, но его внутренняя структура остается неизученной из-за интенсивных кратных волн от морского дна, которые полностью маскируют полезную запись глубже 1,5–2,0 км. По данным исследований МПВ и результатам моделирования поля силы тяжести, днище грабена расположено на глубинах 8–10 км (рис. 4), а мощность земной коры в его осевой части (вместе с осадками) составляет около 25 км. Рифтовый грабен шельфа залива Прюдс является морским продолжением крупнейшей позднемезозойской рифтовой зоны Антарктиды, которая протягивается из центральной части материка в сторону океана более чем на 1000 км *(Грикуров, 1980)*. Сейсмические и геологические данные позволяют предполагать, что позднемезозойский внутриконтинентальный рифтовый грабен наследует более раннюю, позднепалеозойскую рифтовую зону *(Leitchenkov, 1991)*.

Окраинный рифтовый грабен представляет собой южную часть рифта, образовавшегося между Индией и Антарктидой при растяжении литосферы и оставшейся на антарктической плите после раскрытия Индийского океана. Он расположен на внешнем шельфе, континентальном склоне и в подножии континентального склона морей Содружества и Дейвиса. Наклонная поверхность кристаллического фундамента, погружающаяся по системе крутых сбросов от 1–2 км до 6–8 км, представляет собой борт окраинного грабена (рис. 4). Днище грабена в региональном плане имеет форму прогиба и залегает на глубине 8–11 км в море Содружества и 6–9 км в море Дейвиса. Внутри грабена выявлены ассиметричные депрессии фундамента (известные в литературе как полуграбены), образование которых связано с растяжением земной коры. Мощность консолидированной части земной коры в днище рифтового грабена составляет 6–7 км, т.е. сравнима с магматической корой океана.

Наиболее сложной и до сих пор еще однозначно не решенной научной проблемой, возникающей при изучении пассивных континентальных окраин, является определение границы между континентальной корой, существенно утоненной в результате рифтогенеза, и океанической корой, образованной в результате магматической аккреции (спрединга) в срединных хребтах (в литературе обычно используется термин «граница континент-океан»). Особенности строения земной коры в глубоководной части бассейнов морей Содружества и Дейвиса позволяет достаточно обоснованно подойти к решению этой проблемы.

Главной такой особенностью является необычно ровная для континентальных окраин и абиссальных котловин поверхность кристаллического фунда-

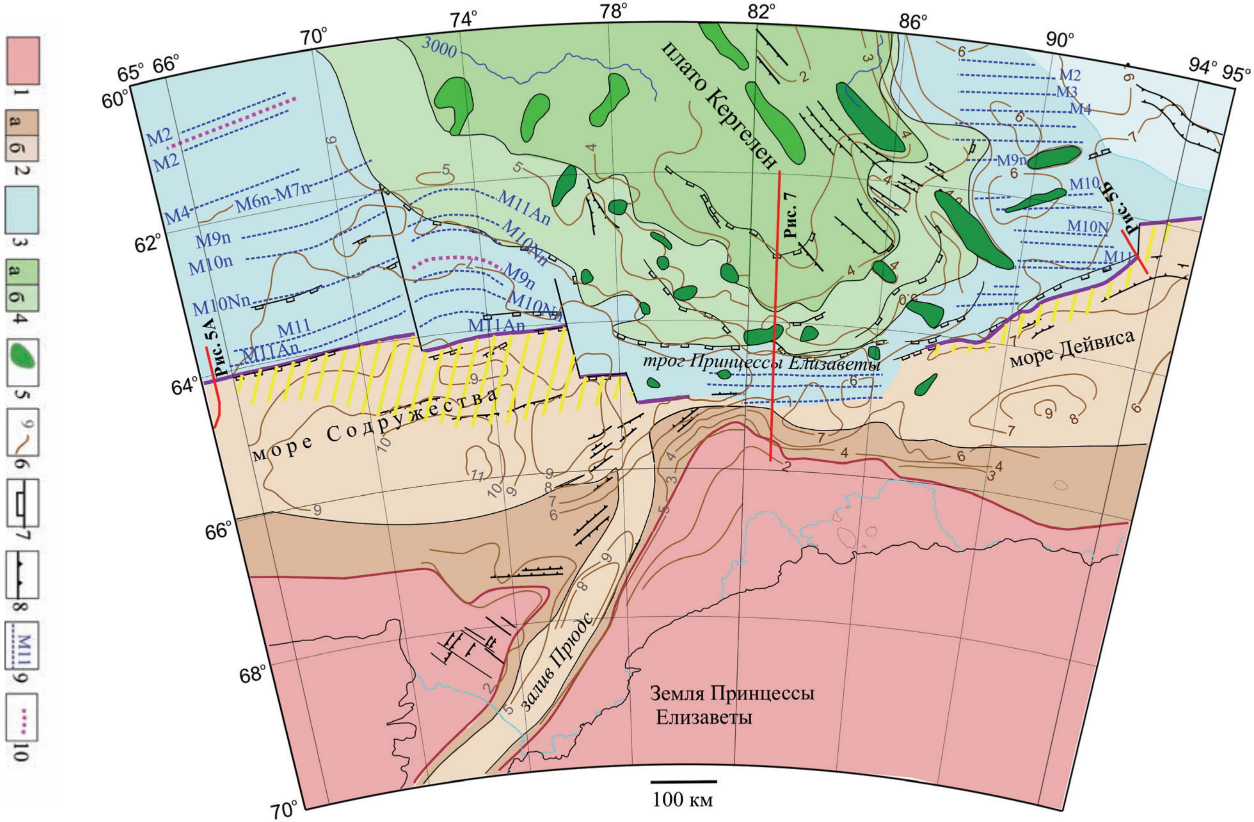


Рисунок 4. Схема тектонического строения района моря Содружества, моря Дейвиса, южной части плато Кергелен и прилегающей суши. 1 – докембрийский кристаллический щит; 2 – позднеюрско-раннемеловые рифтовые грабены (а – борта грабенов; б – днища грабенов); штриховкой показана область внедрения мантии и продуктов ее дифференциации в континентальную кору; 3 – раннемеловая океаническая котловина; 4 – раннемеловая вулканическая провинция Кергелен (а – плато; б – окраина плато), 5 – магматические постройки; 6 – изоглубины поверхности фундамента (км); 7 – уступы в поверхности фундамента; 8 – сбросы; 9 –линейные магнитные аномалии с номерами хронов полярности геомагнитного поля; 10 – отмершие хребты. Красными линиями показано положение сейсмических разрезов, представленных на рисунках 5 и 7.

мента (причины этого феномена будут рассмотрены позже), в результате чего сейсмический сигнал не рассеивается на ней (как это происходит на рельефных границах), а проникает на большие глубины, где содержится основная информация о строении, составе и геодинамической обстановке формирования земной коры. Граница континент-океан определяется нами по резкой смене характера сейсмической записи ниже поверхности фундамента (рис. 5). К северу от этой границы разрез земной коры имеет «трехслойное» строение (см. предыдущий раздел), а к югу – приобретает внутреннюю структуру с хаотически расположенными (иногда яркими выпуклыми) рефлекторами и гиперболами дифрагированных волн (рис. 5). Как и предполагалось ранее *(Гандюхин и др., 2002)*, граница континен-океан в море Содружества маркируется интенсивной линейной магнитной аномалией (рис. 3).

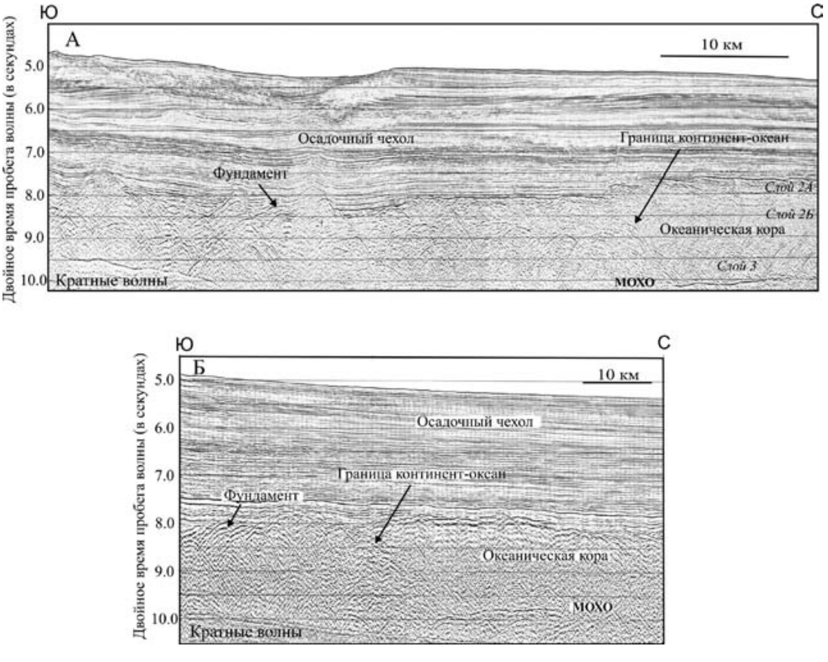


Рисунок 5. Сейсмические разрезы, демонстрирующие строение земной коры в районе границы континент-океан в море Содружества (А) и море Дейвиса (Б). Положение разрезов показано на рисунке 4. Сейсмический разрез в море Содружества получен из библиотеки сейсмических данных по Антарктике (австралийская экспедиция 2001 г.; Stagg et al., 2005).

Отражающие границы внутри коры, наблюдаемые на внешней части окраинного грабена, вблизи границы континент-океан объясняются нами внедрением мантии и продуктов ее дифференциации на разные уровни земной коры. По данным исследований МПВ с донными станциями и радиобуями, последняя вниз по разрезу преломляющая граница, расположенная на 1,5–2,5 км выше Мохо в прилегающей океанической коре, имеет скорость 7,6 км/с и плотность 3,1 г/см^3, соответствуя незначительно серпентинизированной (менее чем на 25%) мантии *(Dean et al., 2000; Wilson et al., 2001)* или мантийным выплавкам, которые наращивают кору снизу (в зарубежной литературе этот процесс называется *underplating*). В верхней части консолидированной коры скорости преломленных волн составляют 6,2–6,6 км/с и могут принадлежать породам кислого/среднего состава верхней коры континентального типа или умеренно (до 50 %) серпентинизированным перидотитам верхней мантии. В пользу последнего свидетельствуют локальные линейные магнитные аномалии (рис. 3), которые могут возникать благодаря последовательному внедрению порций мантийного вещества по мере растяжения литосферы и их серпентинизации, сопровождающейся образованием магнитных минералов – магнетита и титаномагнетита *(Sibuet et al., 2007).* На основании полученных данных можно предположить, что, как и на многих пассивных невулканических окраинах (например, окраинах юго-западной Европы, Ньюфаундленда, Лабрадора, южной Австралии, Земли Уилкса в Антарктике; *Wilson et al., 2001, Leitchenkov et al., 2007)*, конечный этап рифтогенеза в море Содружества сопровождался внедрением литосферной мантии и продуктов ее дифференциации (пород основного состава) в утоненную континентальную кору.

Ширину зоны модифицированной коры (смеси древних метаморфических, метаморфизованных мантийных и магматических пород) точно определить не удается из-за кратных волн от морского дна, перекрывающих большую часть полезной записи ниже поверхности фундамента, но, вероятно, она составляет не менее 50 км в море Содружества и не менее 20 км в море Дейвиса. Контакт модифицированной коры окраинного рифтового грабена и океанической коры часто выражается ярким, прерывистым рефлектором, погружающимся в северном направлении (рис. 5).

Гладкая поверхность фундамента в пределах модифицированной коры (рис. 5) может быть представлена океаническими лавами (покровными базальтами), которые растекались на расстояние до 50 км от центра первичного спрединга в условиях еще неглубокого морского бассейна, или базальтами, излившиеся в результате внедрения и дифференциации мантийного вещества на конечной стадии растяжения окраины.

В море Содружества и море Дейвиса ширина окраинного рифтового грабена (растянутой континентальной коры) составляет 300–350 км, превышая по этому параметру большинство аналогичных структур невулканических окраин *(Dean et al., 2000).* В восточной части моря Содружества и западной части моря Дейвиса граница континент-океан резко смещается в южном направлении (рис. 4), но в троге Принцессы Елизаветы (между 80° в.д и 87° в.д.) ее положение остается неопределенным, так как отчетливая смена сейсмической записи внутри кристаллического фундамента здесь не наблюдается. Тем не менее, указанием на океаническую природу коры служит серия хорошо коррелируемых линейных магнитных аномалий (рис. 3, 4), самая южная из которых располагается вблизи борта окраинного грабена, ширина которого, таким образом, сокращается до 40–80 км. Такое резкое различие в строении окраины, вероятно, связано с первичной сегментацией коровых блоков на этапе рифтогенеза и их асимметричным растяжением.

Океанические котловины. Магматическая природа коры океанических котловин достаточно надежно установлена по особенностям сейсмической записи (см. предыдущий раздел), значениям скорости преломленных волн в фундаменте 5,0–5,5 км/с, типичным для второго океанического слоя, и линейному характеру магнитного поля, определяемого спредингом морского дна. Практически на всех сейсмических разрезах, пересекающих океанические котловины, на глубине около 10 с (двойное время пробега сейсмических волн), выделяется яркий непрерывный рефлектор в основании коры, который отождествляется с кровлей верхней мантии (поверхностью Мохо; рис. 5).

Ровная поверхность фундамента в котловинах, являющаяся его специфической особенностью, в целом не характерна для океанической коры, образовавшейся в условиях медленного спрединга, но часто встречается вблизи вулканических окраин и плато *(Leitchenkov et al., 2008)*. Такая его морфология, вероятно, связана с избыточным магматизмом в срединно-океанических хребтах и увеличением мощности вулканического комплекса («слоя 2А»), сглаживающего рельеф рифтовой долины.

Мощность базальтового комплекса в море Содружества, определяемого по глубине прослеживания наклонных рефлекторов, составляет 0,8–1,3 км (что в два раза больше средних по океану), но встречаются участки, где она увеличивается до 2,0–2,5 км. По данным МПВ, нижний, третий слой океанической коры, характеризуется стандартными для него скоростями 6,9–7,0 км/с, а его мощность возрастает в северном направлении от типовых для океана 4,5–5,0 км до 6,0–7,0 км.

В океанической коре района исследований было выявлено четыре серии (последовательности) линейных магнитных аномалий, которые имеют индивидуальные особенности. Первая серия расположена между 66°в.д. и 72°в.д (рис. 6). Опорными аномалиями с характерной формой и шириной, от которых выполнялась идентификация остальной последовательности, являются здесь протяженный минимум и максимум, формировавшиеся в период хронов обратной и прямой полярности магнитного поля М3-М4 (рис. 6). Эти аномалии впервые были определены Гайной и др. *(Gaina et al., 2007)* вблизи отмершего палеохребта, выявленного по геофизическим данным и являющегося центром симметрии магнитного поля. Моделирование спрединга выполнялось от аномалии М2 до интенсивной линейной аномалии «краевого эффекта» (включительно), которая маркирует границу континент-океан. Установлено, что скорость полуспрединга постепенно понижается по направлению к отмершему хребту, изменяясь от 6 до 2–3 см/год (рис. 6).

Вторая серия линейных магнитных аномалий расположена между 72°в.д. и 75°в.д. (рис. 6) и заметно отличается по своему облику от первой серии, демонстрируя симметрию относительно центрального максимума. Основываясь на этой симметрии, мы предположили существование еще одного отмершего хребта в этой части океана. Модель рассчитывалась из предположения, что время начала спрединга на участках развития первой и второй серии аномалий совпадает. Центр симметрии моделируется аномалией M9n, а скорость спрединга в пределах выделенной последовательности составляет 2–4 см/год (рис. 6). Отмерший хребет практически не проявляется в структуре поверхности фундамента. Только на одном из сейсмических профилей он представлен неглубокой (300–400 м) депрессией, под которой наблюдается подъем границы Мохо. Возможно, это связано с избыточным магматизмом в период формирования океанической коры моря Содружества и общим подъемом кровли фундамента в сторону плато Кергелен за счет постспредингового разогрева литосферы, которые «замаскировали» типовую морфологию палеохребта.

Третья серия аномалий наблюдается в котловине Принцессы Елизаветы. Она характеризуется гармоничной последовательностью максимумов и минимумов шириной 10–15 км (рис. 3). Моделирование этой серии не проводилось

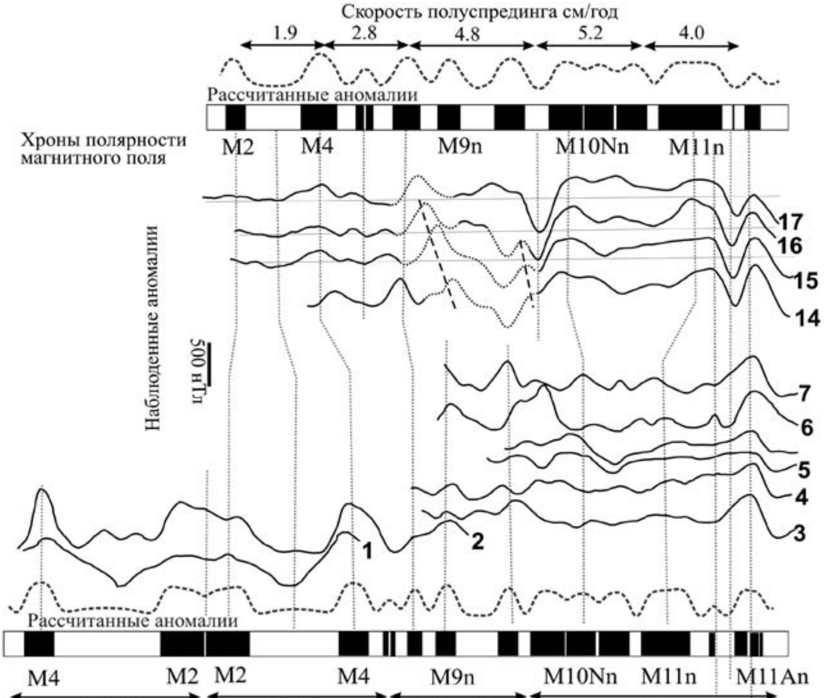


Рис. 6. Модель спрединга морского дна в море Содружества – котловине Эндерби и море Дейвиса – котловине Лабуан. Параметры модели: глубина поверхности магнитоактивного слоя – 7,0 км; мощность магнитоактивного слоя – 1,0 км; намагниченность (J) – 1,7 А/м (5,7 А/м для аномалий M10Nn¯M11An симметричной последовательности); наклонение (I) – ¯70°; склонение (D) – ¯65°. На врезке показано положение профилей и их номера. Для моделирования использовалась шкала инверсий геомагнитного поля Градштейна и др. 1994 г. (Gradstein et al., 1994). Аномалии неспрединговой природы показаны пунктирной линией.

из-за отсутствия аномалий характерной формы, которые могли бы служить ориентиром для их идентификации. Можно лишь предположить, что они представляют собой такую же симметричную последовательность, как вторая серия с центральной аномалией M9n.

Четвертая серия аномалий выявлена в море Дейвиса. Моделирование выполнялось от аномалии M11An, связываемой с началом раскрытия Индийского океана в этом районе (рис. 6). Рассчитанные скорости полуспрединга, здесь, как и в море Содружества, регулярно уменьшаются с юга на север, но имеют меньшие величины (от 4,0–5,2 до 1,9 см/год). Центральная часть линейной последовательности осложняется положительными магнитными аномалиями неспрединговой природы (рис. 6), которые связны с вытянутыми хребтами, выявленными по сейсмическим данным (рис. 4). Эти хребты располагаются под углом около 20° к простиранию спрединга морского дна и поэтому интерпретируются нами в качестве внутриплитных внедрений магматических пород, обусловленных действием плюма (горячей точки) Кергелен.

Австрало-Антарктическая котловина, юго-западная часть которой расположена в пределах площади исследований, отличается расчлененным рельефом, создаваемым крупными вытянутыми поднятиями и впадинами СЗ-ЮВ простирания (рис. 4). Образование этой котловины связано с расколом литосферы между Антарктидой и Австралией в позднемеловое время. Начальное раскрытие океана (в период от 33 до 18 хронов полярности) происходило в ультрамедленном режиме (при скоростях полуспрединга от 0,5 до 1,5 см в год *(Tikku & Cande, 1999)* с амагматическим спредингом и образованием в различной степени серпентинизированных перидотитовых поднятий *(Лейченков и Гусева, 2006)*.

В пределах вулканической провинции Кергелен, кроме основного поднятия (собственно плато), нами выделена его окраина, фундамент которой залегает на более высоком гипсометрическом уровне по сравнению с окружающими океаническими котловинами и характеризуется протяженными внутренними отражениями, представляющими собой поверхности лавовых потоков (толщ). Мощность земной коры основной части плато составляет 15–18 км, а его окраины – 10–12 км. В пределах плато и его окраины обнаружены многочисленные массивные (т.е. без внутренней сейсмической расслоенности) поднятия изометричной и вытянутой формы (рис. 4), которые интерпретируются в качестве интрузивных тел и/или вулканических центров.

Природа земной коры южной части плато Кергелен до сих пор остается дискуссионной. Пока еще не ясно, имеет ли оно океаническое происхождение (как, например, Исландия или сопоставимое по размерам плат Онтонг-Ява в Тихом океане), образовавшись за счет избыточного магматизма в срединно-океанических хребтах и внутриплитного излияния базальтов, или изначально представляло собой микроконтинент с корой континентального типа, который был перекрыт вулканическими комплексами. В настоящее время достаточно убедительно доказана континентальная природа центральной части плато Кергелен (вместе с банкой Элан), расположенной между 53° и 58°ю.ш. (рис. 2). Свидетельствами этого являются: 1) геохимические особенности базальтов, изученных скважинами 747 и 750, указывающие на контаминацию мафических расплавов веществом континентальной литосферы *(Storey et al., 1992)*; 2) обломки гранат-биотитовых гнейсов в конгломератах, вскрытых скважиной 1137 на банке Элан *(Coffin et al., 2002)*; 3) докембрийские метаморфические породы, обнаруженные при драгировании поднятий фундамента в северной части котловины Лабуан (которая интерпретируется в качестве погруженной окраины плато Кергелен после разделения Австралийской и Антарктической плит *(Montigni et al., 1993)*; 4) данные глубинных сейсмических зондирований в бассейне Раггатт (~58°ю.ш.), которые выявили сейсмически расслоенную толщу в нижней части земной коры с относительно низкими скоростями сейсмических волн (6,7 км/с) и анизотропию мантии, характерные для континентальной литосферы *(Operto & Charvis, 1996)*.

Основываясь на изотопных характеристиках базальтов, вскрытых скважиной 738 (рис. 2), установлено, что они содержат континентальную компоненту *(Coffin et al., 2002)*, т.е. континентальные блоки могут подстилать и южную часть плато Кергелен. Исследования МПВ, выполненные с помощью донных станций (рис. 1) предоставляют дополнительные свидетельства в пользу этого предположения. Годографы, полученные в южной части плато, демонстрируют смещения первых вступлений преломленных волн, которые чаще всего возникают, если в земной коре присутствует слой с пониженной скоростью (волновод; рис. 7). Предварительное моделирование сейсмических данных показывает, что наилучшее совпадение наблюденных и расчетных годографов происходит при наличии такого слоя в нижней части коры, который интерпретируется нами в качестве глубоко погруженного и перекрытого базальтами континентального блока земной коры (рис. 7).

2.1.2. История геодинамического развития

После панафриканской активизации в позднем протерозое–раннем палеозое, материки южного полушария окончательно сложились в единый суперконтинент Гондвану, центральная часть которой представляла собой обширное поднятие докембрийского кристаллического щита, практически лишенное осадочного покрова. В тектоническом отношении эта провинция сохраняла относительно стабильное состояние до позднепалеозойского-раннемезозойского времени, когда процессы эпикратонной рифтогенной активизации (растяжения земной коры) привели к формированию внутриконтинентальных грабенов и замкнутых бассейнов. На антарктической суше, прилегающей к району работ, это событие проявилось внедрением мафических даек с возрастом около 320–310 млн. лет и образованием молассовой толщи пермо-триасового возраста, задокументированной на побережье залива Прюдс. Предполагается, что моласса накапливалась в рифтовой зоне карбонового заложения длиной более 2000 км, которая пересекала Восточную Гондвану (ортогонально структуре современной окраины) от гор Гамбурцева в центральной Антарктиде через залив Прюдс до центральной Индии (грабен Маханади). Не менее протяженный рифт возник в это же время на протоокраине западной Австралии и мог проникать в район моря Дейвиса и моря Содружества, образуя вместе с ортогонально-ориентированной ветвью разветвленную рифтовую систему.

В отличие от первой фазы деструктивного тектогенеза гондванской литосферы в позднем палеозое, которая завершилась образованием внутриконтинентальных рифтов и временной ее стабилизацией, следующая (позднемезозойско-кайнозойская) оказалась более «успешной». Она характеризуется внедрением мантийных плюмов, повторным, более значительным растяжением и разделением литосферных плит. Процесс распада Гондваны начался с рифто-

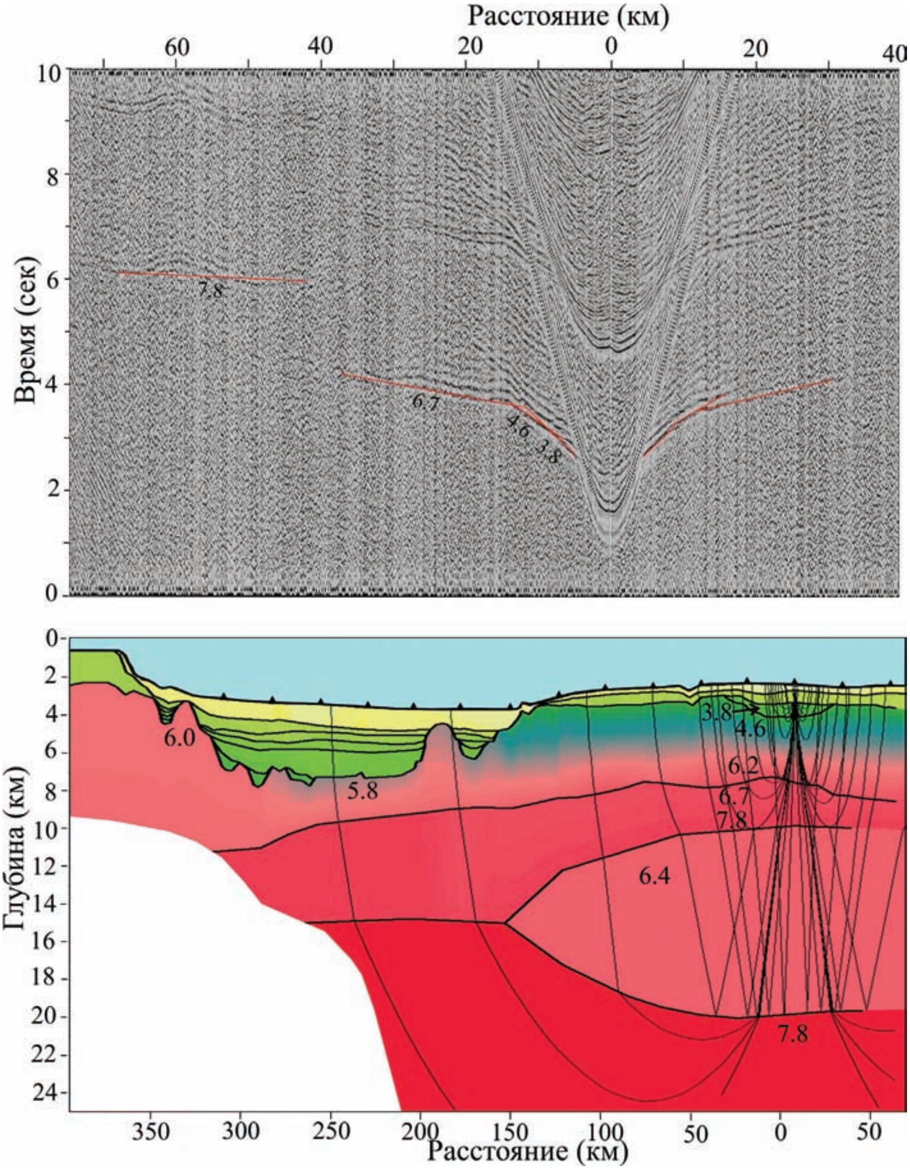


Рис. 7. Модель строения земной коры трога Принцессы Елизаветы и южной части плато Кергелен, построенная методом лучевого трассирования с помощью программного пакета «SeisWide». Для моделирования использованы записи тринадцати донных станций и сейсмический профиль МОГТ (рис. 1). Вверху показан пример сейсмической записи и рассчитанные годографы преломленных волн (красные линии). Числа на разрезе и под рассчитанными годографами – скорости сейсмических волн (в км/с). Слой со средней скоростью 6.4 км/с в нижней части коры интерпретируется в качестве континентального блока. Положение разреза показано на рис. 4.

генеза между Африкой и Антарктидой в ранней юре (около 170–180 млн. лет назад). В поздней юре возникла протяженная рифтовая система между Антарктидой, Австралией и Индией с тройным сочленением на стыке трех континентов. В районе моря Содружества процессы растяжения привели к формированию системы внутриконтинентального и окраинного рифтовых грабенов (рис. 8А), первый из которых представлен грабеном ледников Ламберта – Эймери – залива Прюдс (вероятно, реактивированный пермский грабен), а второй – зоной перехода от коры континентального к коре океанического типа. Финальная стадия растяжения в окраинном рифте сопровождалась подъемом мантии и внедрением продуктов ее дифференциации в верхние уровни земной коры.

Начало спрединга морского дна около 134 млн. лет назад, вероятно, было инициировано внедрением мантийного плюма (горячей точки) Кергелен под литосферу Восточной Гондваны в районе сочленения юго-западной Австралии и Антарктиды, которое маркируется излиянием базальтов Банбери в юго-западной Австралии, плато Натуралиста и окраинного вулканического плато Брюс в западной части моря Дейвиса (рис. 8Б; *Лейченков и Гусева, 2006*). Мы предполагаем, что избыточный магматизм в океанических хребтах, выраженный в увеличении мощности базальтового слоя океанической коры (2А) абиссальной котловины моря Содружества и окраины плато Кергелен, также связан с термальной мантийной аномалией, вызванной подъемом плюма. Влияние плюма нарастало по мере развития спрединга и привело к общему утолщению океанической коры в северной части моря Содружества, но максимальный его эффект проявился в образовании вулканической провинции южной части плато Кергелен в период между 120 и 110 млн. лет назад (*Coffin et al., 2002*).

Южная часть плато Кергелен принадлежала индийской окраине и через некоторое время после раскола литосферы была оторвана от нее за счет перескока спрединга морского дна (рис. 8В). Предполагается, что такой геодинамический режим часто возникает при внедрении мантийных плюмов и привел, например, к образованию микроконтинентов Сейшельского архипелага в Индийском океане, острова Ян-Майен в Норвежско-гренландском море и Тасманского плато – комплекса подводных гор Гилберт в Тасмановом море (*Muller et al., 2001*). Моделирование геодинамических процессов в срединно-океанических хребтах показывает, что перескок оси спрединга на рифтовую окраину с изоляцией микроконтинентов (фрагментов растянутой, утоненной континентальной коры) может происходить за счет понижения прочности ее литосферы, «разогретой» восходящим тепловым потоком плюма (*Muller et al., 2001*). Обоснованием модели, объясняющей образование микроконтинента южной части плато Кергелен, служит предположение о наличии отмершего срединно-океанического хребта с возрастом около 129 млн. лет (хрон полярности магнитного поля M9n) в котловине Эндерби между 72° и 76° в.д. (рис. 8В). Еще один перескок оси спрединга произошел около 118 млн. лет назад и отделил континентальный блок банки Элан от Индийской континентальной окраины (рис. 8 Г), присоединив его к Антарктической плите. В это же время начался интенсивный магматизм в южной части плато Кергелен. Ко времени, когда произошел раскол литосферы между Австралией и Антарктидой, с образованием Австрало-Антарктической котловины (около 83 млн. лет, *Leitchenkov et al., 2007*), уже сформировалась большая часть плато Кергелен (рис. 8Д).

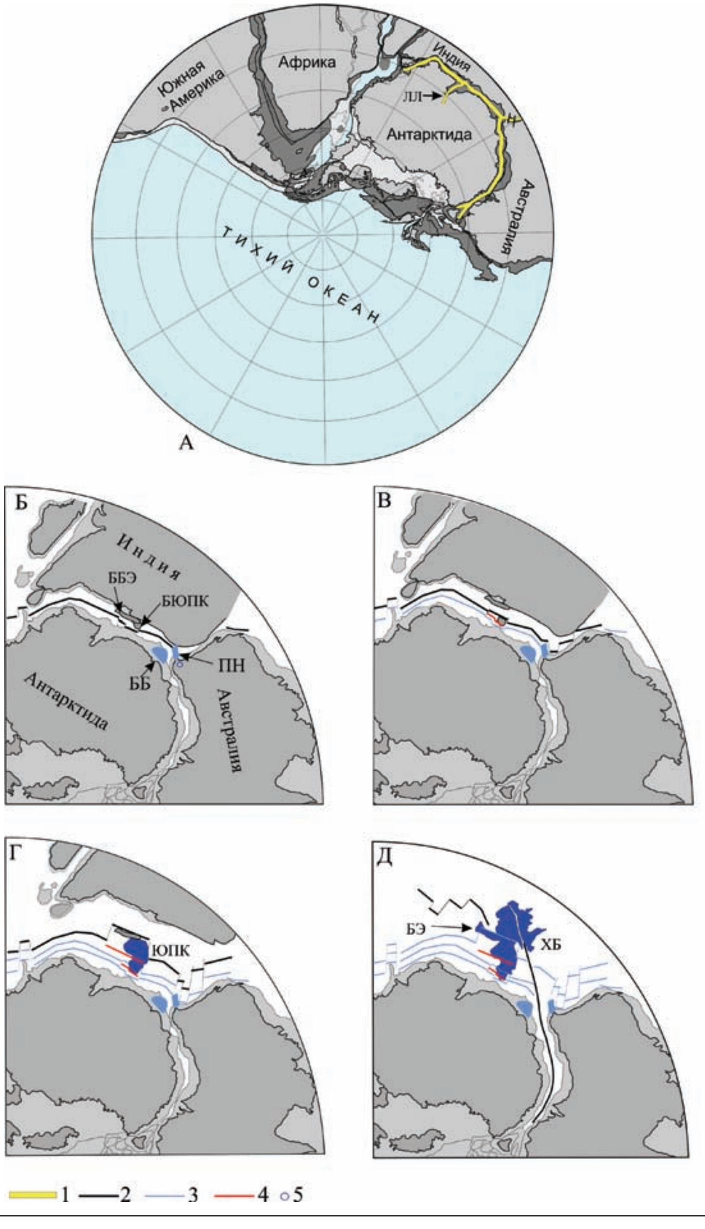


Рис. 8. Реконструкции Гондваны на время 160 млн. лет (А), 134,5 млн. лет (Б), 128 млн. лет, после первого перескока оси спрединга (В), 118 млн. лет, после второго перескока оси спрединга (Г), 83 млн. лет (Д). 1 – внутриконтинентальные рифтовые грабены, 2 – срединные хребеты, 3 – палеохребты (оси палеоспрединга), 4 – отмершие хребты, 5 – область проявления базальтов Банбери. Аббревиатура: ЛЛ – ледник Ламберта; ББЭ – континентальный блок банки Элан, БЮПК – континентальный блок южной части плато Кергелен, ПН – плато Натуралиста, ББ – банка Брюс, БЭ – банка Элан, ЮПК – южная часть плато Кергелен, ХБ – хребет Броукен. Темно-серым цветом закрашены материки и острова по береговой линии (современные контуры); светло-серым цветом закрашена континентальная окраина до изобаты 2000 м.

Рифтогенез и последующее остывание литосферы привели к погружению земной коры континентальной окраины и образованию обширных осадочных бассейнов в море Содружества и море Дейвиса, которые разделены поднятием фундамента в троге Принцессы Елизаветы. На региональном уровне в этих бассейнах выделяются две области, в пределах которых существуют принципиальные различия внутренней структуры, состава и обстановок формирования осадочного чехла: одна из них занимает шельфы, а другая – глубоководную акваторию, т.е. континентальный склон, подножие континентального склона и абиссальную котловину. В период полевых работ по проекту МПГ шельфовые области изучить не удалось из-за сложной ледовой обстановки, но на этапе обобщения и интерпретации данных были использованы геолого-геофизические материалы, полученные на шельфе залива Прюдс в прошлые годы (рис. 1).

Шельф залива Прюдс впервые был исследован в 1981 г австралийской экспедицией, в результате чего в его осадочном чехле было выделено 4 главных сейсмических комплекса: PS.5, PS.4, PS.2B, PS.2A *(Stagg, 1985)*. Дальнейшие сейсмические наблюдения, которые проводились здесь в советских и японских экспедициях, а также бурение по программе ODP (рис. 1), позволили гораздо более детально изучить строение и условия формирования осадочного чехла. В рамках проекта МПГ проведено обобщение имеющихся данных и выполнена корреляция сейсмических комплексов шельфа и в глубоководной области (рис. 9). Ниже приводится короткое описание комплексов осадочного чехла шельфа.

Комплекс PS.5 залегает в основании осадочного чехла рифтового грабена залива Прюдс (рис. 9). Он отличается высокой (4,8-5,0 км/с) скоростью сейсмических волн и достигает мощности 4,5 км. Комплекс PS.5 не был опробован бурением ODP, но по значениям скорости упругих волн, свойственным этой толще, предполагается, что он сложен молассоидными пермо-триасовыми отложениями, аналогичными осадкам оз. Бивер.

Комплекс PS.4 ограничен в кровле угловым несогласием, контрастно выраженным в сейсмической записи. В осевой части грабена мощность этого комплекса достигает 3,5 км (рис. 9). Вещественный и фациальный состав комплекса PS.4 был изучен в скважине 740, которая вскрыла около 200 м средней его части. В составе комплекса присутствуют алевролиты (в преобладающем количестве) и песчаники (красноцветы) с прослоями ископаемых почв и углей *(Barron et al., 1991)*. Предполагается, что эти осадки в основном имеют флювиальное происхождение и накапливались в условиях теплого, сухого климата. Возраст пород из опробованной части комплекса установить не удалось *(Barron et al., 1991)*. По нашим представлениям, комплекс PS.4 накопился в период основной фазы рифтогенеза, завершившейся разделением литосферных плит, и, таким образом, сложен позднеюрско-раннемеловыми осадками.

Комплекс PS.2B имеет покровный облик, распространяясь на большей части шельфа залива Прюдс, и перекрывает комплекс PS.4 или кристаллический фундамент в западном борту грабена (рис. 9). По данным бурения в составе комплекса PS.2B преобладают песчаники, содержащие тонкие прослои сильно сцементированных осадков, и алевролиты с остатками углифицированного растительного материала *(Barron et al., 1991)*. Осадки вскрытой части разреза имеют раннемеловой (альбский) возраст, а их формирование происходило в условиях холодного влажного климата.

Верхний комплекс осадочного чехла шельфа PS.2A распространяется на площади от среднего шельфа до континентального склона (рис. 9). Главной отличительной чертой этого комплекса является наличие в нем проградационных (наращивающихся в сторону океана) серий (клиноформ) с отчетливой внутренней расслоенностью. Некоторые серии в направлении внутреннего шельфа выполаживаются, приобретая аградационную (т.е. наращивающуюся вверх по разрезу) слоистость с пологим залеганием отражающих границ. Комплекс PS.2A пробурен четырьмя скважинами ODP, которые охарактеризовали большую часть его разреза (рис. 1, 9). В базальной части комплекса, вскрытого скважиной 1166, обнаружены песчаники средне-, позднеэоценового возраста, отлагавшиеся во флювиальных руслах и затапливаемых приливных бассейнах или лагунах в условиях влажного, холодного климата. Остальная часть разреза имеет пост-раннеолигоценовый возраст и включают в себя массивные и стратифицированные диамиктиты ледникового и ледниково-морского генезиса *(Barron et al., 1991).*

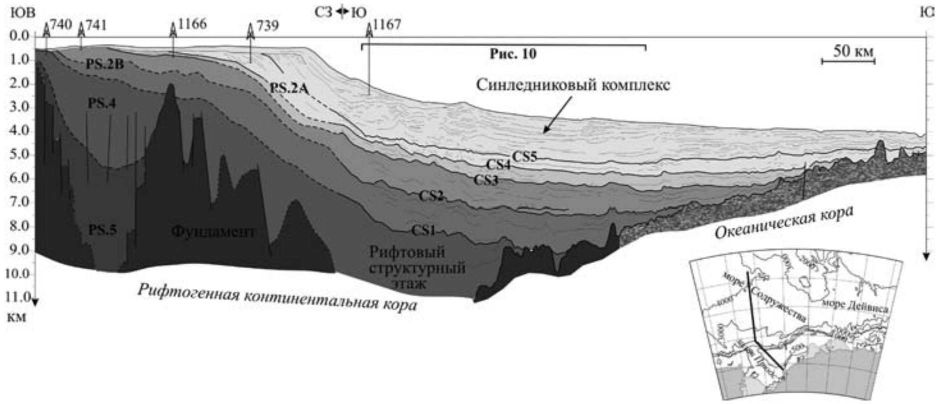


Рис. 9. Глубинный разрез через залив Прюдс и глубоководную область моря Содружества с установленными сейсмическими горизонтами и комплексами осадочного чехла (построен на основе сейсмического профиля ПМГРЭ 1987 г. в заливе Прюдс и профиля, выполненного по проекту МПГ в глубоководной акватории). Возраст комплексов осадочного чехла шельфа залива Прюдс: PS.5 – пермь-триас; PS.4 – поздняя юра – ранний мел; PS2.B – ранний мел; PS.2A – средний эоцен – квартер. Возраст горизонтов осадочного чехла глубоководной области: CS1 – ~134 млн. лет; CS2 – ~120 млн. лет; CS3 – 42–40 млн. лет; CS4 – ~34 млн. лет, CS5 – ~24 млн. лет, CS6 – 14–13 млн. лет. Положение разреза показано на врезке.

Осадочный чехол глубоководной области моря Содружества и моря Дейвиса изучался многими специалистами, в результате чего появилось несколько независимых сейсмостратиграфических моделей, которые во многом отличались друг от друга по набору выделяемых горизонтов, положению в разрезе и интерпретации их природы и возраста. После проведения ПМГРЭ регулярных исследований МОГТ на континентальной окраине Восточной Антарктиды и анализа всех существующих сейсмических данных была выполнена идентификация и взаимная корреляция основных региональных несогласий на всей площади работ и создана универсальная сейсмостратиграфическая модель *(Leitchenkov et al., 2007)*, которая усовершенствована и уточнена, благодаря исследованиям по проекту МПГ.

В универсальной стратиграфической модели, разработанной нами для глубоководной области континентальной окраины Восточной Антарктиды на основе отечественных сейсмических данных, региональные отражающие границы нумеруются вверх по разрезу цифрами от «1» до «5» и имеют буквенные коды WS, RLS, CS и WL (аббревиатуры английских названий морей или прилегающих Земель – Weddell Sea, Riiser-Larsen Sea, Cosmonaut Sea/Cooperation Sea, Wilkes Land margin; *Leitchenkov et al., 2007*). Для унификации модели было принято решение, что кровля рифтового структурного этажа (или, иначе говоря, несогласие, образованное в результате разновозрастного раскола Гондваны) обозначается цифрой «1», а подошва синледниковых осадков (т.е., граница, которая маркирует начало активных склоновых процессов, связываемых с крупномасштабным оледенением материка в раннем олигоцене – цифрой «4».

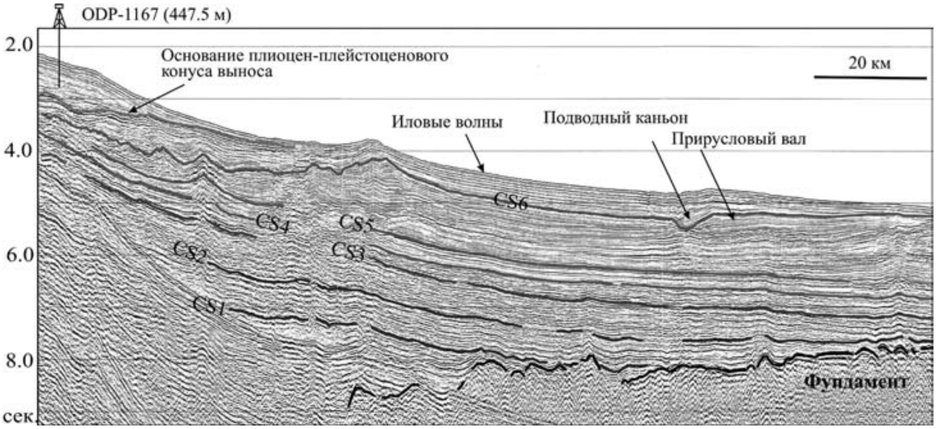


Рис. 10. Интерпретированный сейсмический разрез глубоководной области моря Содружества, демонстрирующий положение основных горизонтов осадочного чехла и структуру сейсмической записи ограниченных ими комплексов. Положение разреза показано на рис. 9.

Основным критерием для идентификации нижнего горизонта осадочного чехла CS1, который отождествляется с поверхностью несогласия в кровле рифтового структурного этажа, является различие характера сейсмической записи в подстилающей и перекрывающей толщах (рис. 10), обусловленное изменением обстановки осадконакопления с преимущественно континентальной на морскую. Такие различия наблюдаются почти на всех разрезах, пересекающих континентальную окраину района исследований, позволяя достаточно уверенно выделять этот принципиальный раздел осадочного чехла. Сам горизонт CS1 представлен непрерывным рефлектором переменной амплитуды (рис. 10), который налегает на фундамент на расстоянии 5–50 км в сторону суши от границы континент-океан.

Несогласие в кровле рифтового этажа выделено по сейсмическим данным на многих (хотя и не на всех) пассивных континентальных окраинах. Его образование связывается с эрозией отложений на конечной стадии рифтогенеза (перед началом спрединга морского дна) за счет термального подъема земной коры при внедрении горячей астеносферной мантии *(Ziegler & Cloetingh, 2004)*. Таким образом, возраст горизонта CS1 приблизительно соответствует началу спрединга морского дна в море Содружества и составляет ~134 млн. лет.

Рифтовый структурный этаж заполняет региональные прогибы внутриконтинентального и окраинного рифтовых грабенов и локальные структуры растяжения (полуграбены) в кристаллическом фундаменте на шельфе и под верхним подножием континентального склона. Депоцентр рифтового структурного этажа располагается примерно посередине между внутренней границей окраинного рифтового грабена и границей континент-океан. Мощность слагающих его осадков в депоцентре составляет, в среднем, около 1 км, но напротив залива Прюдс она достигает 3,0 км.

Состав рифтового этажа предполагается по данным бурения на шельфе залива Прюдс и в Пертском бассейне (юго-западная окраина Австралии), который на этапе распада Восточной Гондваны находился в сходной тектонической, географической и климатической обстановке с бассейнами морей Содружества и Дейвиса (рис. 8А). На шельфе залива Прюдс рифтовые отложения предположительно вскрыты скважиной 740 (рис. 9), но не датированы из-за отсутствия ископаемых остатков. Согласно данным бурения, эти отложения представлены алевролитами и песчаниками (с прослоями ископаемых почв и углей), имеют флювиальное происхождение и накапливались в условиях теплого, сухого климата *(Barron et al., 1991)*. В Пертском бассейне в составе рифтового структурного этажа доминируют песчаники континентального и мелководно-морского генезиса *(Song et al., 2001)*. Не исключено, что в основании рифтового этажа глубоководной части бассейнов морей Содружества и Дейвиса присутствуют отложения ранней, пермо-триасовой фазы растяжения (рифтогенеза) земной коры, которые обнажаются в борту внутриконтинентальной рифтовой зоны ледников Ламберта и Эймери *(Грикуров, 1980)*, предполагаются на шельфе залива Прюдс *(Leitchenkov, 1991)* и широко развиты на юго-западной окраине Австралии *(Song et al., 2001)*.

Горизонт CS2 выделен на континентальной окраине Восточной Антарктиды от моря Рисер-Ларсена до моря Дейвиса *(Leitchenkov et al., 2007)*. Подстилающий его сейсмический комплекс «CS2–CS1» в основном характеризуется параллельными непрерывными и прерывистыми внутренними отражениями, образующими тонкослоистую среду (рис. 10), которые характерны для морского гемипелагического осадконакопления с возможными влиянием склоновых процессов (оползней, турбидитных и обломочных потоков). Нижняя возрастная граница комплекса «CS2–CS1» определяется несогласием в кровле рифтового этажа (~134 млн. лет). Кровля комплекса (горизонт CS2) налегает на океанический фундамент в 50 – 150 км к северу от границы континент-океан в районе аномалии M6-M7 и, следовательно, не может быть древнее среднего валанжина (~128 млн. лет). Мы предполагаем, что образование горизонта CS2 связано со сменой режима осадконакопления, обусловленного началом интенсивного вулканизма в южной части плато Кергелен около 120 млн. лет назад. Мощность комплекса «CS2-CS1» в основном составляет 1,0–1,5 км. Максимальные ее значения (около 2 км) наблюдаются в море Содружества, в районе 76°в.д., 66°ю.ш., расположенном напротив центральной части залива Прюдс, что, вероятно, обусловлено более интенсивной поставкой терригенного материала речной системой, продолжавшей развиваться в долине внутриконтинентального рифтового грабена ледников Ламберта и Эймери. Низкое стояние уровня моря на протяжении нижнего мела (по крайне мере до апта), способствовавшее транзиту терригенных осадков через шельф, подтверждается данными пробоотбора на шельфе континентальной окраины Земли Мак-Робертсона, расположенном к западу от залива Прюдс *(Truswell et al., 1999)*.

Горизонт CS3 прослеживается в пределах всей изученной в настоящее время индоокеанской континентальной окраины Восточной Антарктиды, представляя собой практически непрерывную отражающую границу с переменными динамическими свойствами. Комплекс «CS3-CS2» в основном представлен протяженными параллельными внутренними отражениями и по характеру сейсмической записи похож на подстилающие его комплекс «CS2-CS1» (рис. 10). Наибольшая его мощность (1,2–1,8 км) приурочена к верхнему и среднему подножию континентального склона моря Содружества. На шельфе залива Прюдс с глубоководным комплексом «CS3-CS2» отождествляется толща, в которой по данным бурения преобладают осадки флювиального генезиса *(Barron et al., 1991;* рис. 9*)* нижне- и верхнемелового возраста (альб – сантон). В кровле этой толщи выявлено стратиграфическое несогласие, означающее, что большая часть разреза была эродирована в периоды низкого стояния уровня моря.

Возраст горизонта «3» в глубоководной акватории был обоснован после проведения исследований в западной части континентальной окраины Земли Уилкса, где он налегает на океанический фундамент, датированный ранним эоценом, и маркирует заметные изменения в строении осадочного чехла, которые связываются нами с самым ранним этапом оледенения этой части антарктической окраины около 42–40 млн. лет назад *(Leitchenkov et al., 2007)*.

Горизонт CS4 и соответствующие ему горизонты с номером «4» в других бассейнах антарктической окраины маркируют наиболее заметные преобразования структуры осадочного чехла и, как правило, представлены контрастной в сейсмической записи границей (рис. 10). Выше этой границы в разрезе появляются глубоководные каньоны и сопряженные с ними намывные прирусловые валы (боковые наносы), а также некоторые другие специфические сейсмофации (рис. 10). Принципиальные изменения в структуре осадочного чехла на региональной границе с номером «4» (CS4 в районе исследований) связываются с крупномасштабным оледенением Антарктиды около 34 млн. лет назад, когда ледовый щит достиг края шельфов, инициируя активные склоновые процессы (образование оползней, обломочных потоков и турбидитных течений *(Kuvaas & Leitchenkov, 1992; Leitchenkov et al., 2007; Cooper et al., 2009)*. Комплексы, расположенные выше горизонта CS4, представляют собой синледниковую толщу осадочного чехла, т.е. осадочные отложения, которые на большей части изучаемой акватории формировались под влиянием осциллирующего ледникового покрова Антарктиды.

Основываясь на нашем предположении о среднеэоценовом возрасте горизонта CS3, глубоководный комплекс «CS4-CS3» отождествляется с нижней частью комплекса PS2A на шельфе залива Прюдс, который, согласно данным бурения, имеет средне-верхнеэоценовый возраст (рис. 9; *Cooper & O'Brien, 2004)*. Осадки в это время отлагалась во флювиальных руслах и затапливаемых приливных бассейнах или лагунах в условиях влажного холодного климата *(Cooper & O'Brien, 2004)*.

Комплекс «CS4-CS3» характеризуется параллельной слоистостью с непрерывными и прерывистыми, иногда изогнутыми внутренними отражениями, которые в большей мере типичны для гемипелагического осадконакопления. Он плавно увеличивается в мощности от первых сотен метров под верхним подножием континентального склона до 500–800 м под нижним подножием и выклинивается на поднятии плато Кергелен. В южной части моря Дейвиса под верхним подножием континентального склона были выявлены наклонные отражающие границы, которые налегают на горизонт CS3, образуя клиноформы, наращивающие разрез осадочного чехла в сторону океана *(Лейченков и Гусева, 2006)*. Такая структура характерна для флювиальных конусов выноса и интерпретируется нами как авандельта. Максимальная скорость накопления осадочного комплекса «CS4-CS3» в нижнем подножии континентального склона составляла не более 50–60 м/млн. лет.

По результатам бурения установлено, что в течение относительно короткого времени позднего эоцена – раннего олигоцена сначала произошло падение уровня моря и эрозия шельфа (флювиально-лагунных отложений нижней части комплекса PS2A), затем трансгрессия с накоплением морских осадков и, наконец, наступление ледника на шельф, обеспечившее активную поставку осадочного материала в глубоководную область *(Cooper & O'Brien, 2004)*. На протяжении олигоцена – среднего миоцена антарктический ледовый щит оставался нестабильным, циклично изменяясь по площади своего развития (политермальные условия; *Zachos et al., 2001*). В заливе Прюдс ледник периодически достигал края шельфа, осуществляя привнос терригенных осадков на континентальный склон, где происходила его дальнейшая транспортировка в направлении глубоководной котловины за счет склоновых процессов седиментации *(Leitchenkov et al., 1994, Cooper & O'Brien, 2004)*. В периоды отступления ледника и повышения уровня моря, в подножии континентального склона, возможно, начинала преобладать гемипелагическая обстановка осадконакопления, но выделить эти события по сейсмическим данным не удается.

Начиная с позднего миоцена (около 14 млн. лет назад), когда ледовый щит Восточной Антарктиды достиг устойчивого равновесия (полярные условия), депоцентры сместились в сторону континентального склона, а в подножии континентального склона темп осадконакопления существенно (более чем в пять раз) снизился *(Cooper & O'Brien, 2004)*. В плиоцене-плейстоцене режим седиментации на континентальной окраине резко изменился. Ледовый щит перекрывал большую часть шельфов, но оставался малоподвижным, в связи с чем поступление осадков в глубоководную область было очень незначительным. Единственным исключением являлется устье канала Прюдс, пересекающего шельф с юго-востока на северо-запад (рис. 9), вдоль которого осуществлялось активное движение выводного ледника, интенсивная поставка осадочного материала на континентальный склон и сфокусированная проградация, в результате которой бровка шельфа сместилась на 40 км в сторону океана *(Leitchenkov et. al., 1994; Coper & O'Brien, 2004)*.

Все эти события отражаются в строении синледниковой толщи осадочного чехла («Дно-CS4»), который отличается разнообразием сейсмических фаций, с различной геометрией внутренних отражений и характерными особенностями внешней морфологии. В составе этой толщи выделен региональный горизонт CS5 и локальный горизонт CS6, которые маркируют вертикальное изменение сейсмофациальной структуры и являются важными индикаторами эволюции глубоководного бассейна. Время образования горизонта CS5 оценивается путем экстраполяции возраста осадков, вскрытых в забое скважины 1165 (~22 млн. лет; *Cooper & O'Brien, 2004)*, расположенном на 200 м выше этого горизонта (с установленной скоростью осадконакопления в нижней части скважины около 100 м/млн. лет), и составляет ~24 млн. лет (граница олигоцена и миоцена), соответствуя оледенению Mi-1 *(Zachos et al., 2001)*. Горизонт CS6 представляет собой контрастный рефлектор, но прослеживается только в пределах моря Содружества. Корреляция со скважиной 1165 показывает, что возраст этого горизонта составляет 13–14 млн. лет, т.е. его образование связано со стабилизацией антарктического оледенения в позднем миоцене.

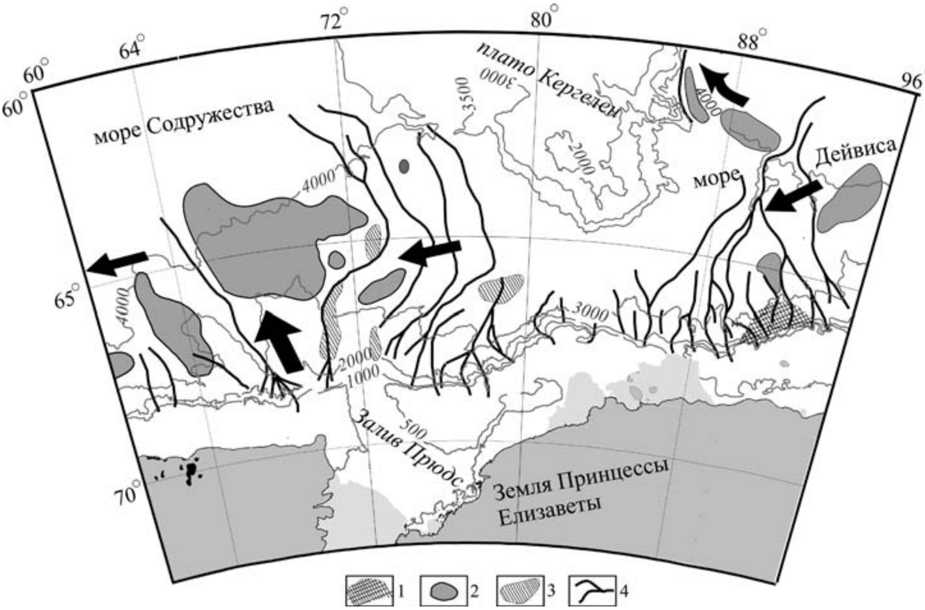


Рис. 11. Схема распространения осадочных фаций в синледниковой толще осадочного чехла. 1 – авандельта, 2 – поля развития иловых волн в постолигоценовых осадках, 3 – отложения обломочных потоков, 4 – современные подводные каньоны. Стрелками показано направление стока холодных вод и контурных течений.

Доминирующими фациями синледниковой толщи в глубоководной области района исследований являются погребенные глубоководные каньоны и сопряженные с ними прирусловые валы. Образование каньонов, их развитие и заполнение связываются с действием склоновых процессов (гравитационного массопереноса), наиболее существенными из которых, вероятно, являлись турбидитные потоки, приводившие к транспортировке осадочного материала через континентальный склон и подножие (иногда с эрозией ранее накопившихся осадков) и его переотложению. Прирусловые валы, в свою очередь, образуются при движении турбидитных (суспензионных) потоков вдоль подводных каньонов и осаждении тонкодисперсного материала на их краях, где скорость течений резко снижается *(Faugeres et al., 1999)*. В море Содружества подводные каньоны (погребенные и современные) прослеживаются до абиссальной котловины, так что общая их протяженность составляет более 500 км, а в троге Принцессы Елизаветы вырождаются в верхнем и среднем подножии склона (рис. 11). В море Дейвиса каньоны ранней генерации, сформировавшиеся в олигоцене, по своей протяженности были значительно (по меньшей мере, вдвое) короче тех, которые унаследовали их в миоцене и в более позднее (в том числе настоящее) время (рис. 11). Еще одним проявлением склоновых процессов являются оползни и обломочные потоки, образование которых связано с дестабилизацией континентального склона (в результате накопления избыточной массы терригенного материала, привнесенного ледниковым покровом на край шельфа) и дальнейшей транспортировкой осадков в глубоководную область. На сейсмических разрезах они выделяются в виде линз с хаотическими внутренними отражениями.

В верхней (постолигоценовой) части синледниковой толщи, выше горизонта CS5, выявлены сейсмические фации с волнистой структурой отражений, генезис которых хорошо изучен на многих континентальных окраинах мира и в других районах Антарктики *(Faugeres et al., 1999)*. Они обнаружены в погребенных прирусловых валах моря Содружества, вдоль подножия континентального склона северо-восточной части моря Дейвиса, в южной части котловины Лабуан и вдоль восточной окраины плато Кергелен, образуя изометричные и/или вытянутые в плане поля (рис. 11). Фации с волнистой структурой отражений представлены глинистыми осадками и в иностранной литературе получили название «иловые волны» (*«mud waves»*; *Faugeres et al., 1999*), а их образование связывается с действием контурных и/или склоновых течений. Склоновые течения, в свою очередь обусловлены стоком холодных и плотных вод из-под шельфовых ледников Восточной Антарктиды. В море Содружества иловые волны образуют толщу мощностью до 1 км, указывая на длительное и устойчивое действие донных течений. Основание этой толщи расположено на более высоком стратиграфическом уровне, чем горизонт CS5, но не является отчетливым и хорошо коррелируемым отражающим горизонтом. По данным бурения в скважине 1165 иловые волны в море Содружества, образование которых связывается с подледным стоком холодных вод, начали развиваться около 18 млн. лет.

Плиоцен-плейстоценовое оледенение шельфа маркируется контрастным отражающим горизонтом в основании проградационной толщи (конуса выноса) устья канала Прюдс, которая резко утоняется в сторону океан (рис. 9, 10). Слой осадочных отложений этого возраста, вероятно, присутствует в самой верхней части осадочного чехла района исследований (рис. 10).

Мощность синледниковой толщи значительно изменяется в пределах района исследований. В подножии континентального склона моря Дейвиса и в троге Принцессы Елизаветы она составляет в среднем 1,0–1,3 км, но в море Содружества (между 66° и 72° в.д.) увеличивается до 2,2–2,8 км, что связано с активным выносом терригенных осадков выводным ледником (палеоледником) Ламберта (уместно сказать, что это самые большие значения мощности постэоценовых синледниковых осадков на континентальной окраине Восточной Антарктиды). Суммарная мощность осадочного чехла района исследований по проекту МПГ составляет от 5,0 до 9,0 км в подножии континентального склона моря Содружества; 2,5–4,5 км в троге Принцессы Елизаветы и 0,5–2,5 км на поднятиях фундамента шельфа, в глубоководной котловине северной части моря Содружества и на подводном плато Кергелен.

Заключение

По результатам интерпретации геофизических данных составлена схема тектонического строения района исследований, на которой показаны вещественные комплексы фундамента в пределах основных тектонических (коровых) провинций и некоторые их структурные элементы. К главным тектоническим провинциям, установленным в районе работ, относятся: докембрийский кристаллический щит Восточной Антарктиды, позднеюрско–раннемеловая система внутриконтинентального и окраинного рифтовых грабенов, раннемеловая океаническая котловина и раннемеловая вулканическая провинция плато Кергелен.

Раскол литосферы в море Содружества произошел около 134 млн. лет назад. Это событие совпадает с (и возможно обусловлено) внедрением мантийного плюма Кергелен под литосферу Восточной Гондваны в районе сочленения юго-западной Австралии и Антарктиды. Избыточный магматизм в палеохребтах выражен в увеличении мощности базальтового слоя океанической коры, окружающей южную часть плато Кергелен. Предполагается, что южная часть плато Кергелен подстилается растянутыми и утоненными блоками континентальной коры, которые принадлежали индийской окраине и через некоторое время после раскола литосферы были оторваны от нее за счет перескока спрединга морского дна около 129 млн. лет назад.

В осадочном чехле глубоководной части континентальной окраины выделено 5 региональных сейсмических горизонтов: CS1, CS2, CS3, CS4 и CS5, возраст которых составляет ~134, ~120; 42–40 , ~34 и ~24 млн. лет, соответственно. Горизонт CS4 отделяет относительно однородную по своему строению нижележащую толщу от гетерогенной перекрывающей толщи, которая отличается разнообразием сейсмических фаций с различной геометрией внутренних отражений и характерными особенностями внешней морфологии. Изменения структуры осадочного чехла на границе CS4 связывается с началом крупномасштабного антарктического оледенения.

Успешная реализация экспедиционной части проекта третьего Международного полярного года в районе южной части плато Кергелен позволила получить важные научные результаты, которые существенно расширяют наши знания о ранней истории развития Индийского океана и особенностях осадконакопления в позднем кайнозое. Высокая результативность исследований связана с объединением финансовых, технических и интеллектуальных ресурсов нескольких организаций двух стран для решения фундаментальных научных задач. Опыт объединения усилий, полученный благодаря инициативе проведения 3-го МПГ, показывает, что это наиболее эффективный путь изучения антарктической литосферы.

Список литературы

Грикуров Г.Э. 1980. Объяснительная записка к тектонической карте Антарктиды масштаба 1:10000000. Ленинград. НИИГА.

Гандюхин В.В., Гусева Ю.Б., Кудрявцев Г.А., Иванов С.В., Лейченков Г.Л. 2002. Строение и история геологического развития осадочного бассейна моря Космонавтов (Антарктика, южная часть Индийского океана). Разведка и Охрана Недр. № 9, с. 27–31.

Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б. 2006. Строение и история развития земной коры осадочного бассейна моря Дейвиса, Восточная Антарктика. В сб.: Научные результаты геолого-геофизических исследований в Антарктике. Ред. Лейченков Г.Л., Лайба А.А. Вып. 1. СПб: ВНИИОкеангеология, с. 101–115.

Barron J., Larson B. et al. 1991. Proceedings of the Ocean Drilling Program scientific results. 119 Ocean Drilling Program. College Station. TX, 1003 p.

Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A., Gladczenko T.P., Storey M., Muller R.D., Gahagan L.A. 2002. Kerguelen Hotspot magma output since 130 Ma. Journ. Petrology. Vol 43, No 7, pp. 1121–1139.

Cooper A.K., O'Brien P.E. 2004. Leg 188 synthesis: transitions in the glacial history of the Prydz Bay region, East Antarctica, from ODP drilling. In: Cooper A.K., O'Brien P.E., Richter C. (Eds.). Proc. ODP, Sci. Results. №188, pp. 1–42.

Cooper A.K., Brancolini G., Escutia C., Kristoffersen Y., Larter R., Leitchenkov G., O'Brien P., Jokat W. 2009. Cenozoic climate history from seismic-reflection and drilling studies on the Antarctic continental margin. In: Florindo F. and Siegert M. (Eds.). Antarctic Climate Evolution. Developments in Earth & Environmental Science. Vol. 8, Elsevier, pp. 115–228.

Dean S.M., Minshull N.A., Whitmarsh R.B., Louden K.T. 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: the IAM-9 transect at 40°20 / N. Journ. Geoph. Res. Vol. 105, pp. 5859–5855.

Faugeres J.-C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A.R., Wynn R.B. 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. Marine Geology. Vol. 162, pp. 1–38.

Gaina C., Muller R.D., Brown B., Ishihara T. and Ivanov S. 2007. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. Antarctica. Geophys. J. Int. Vol. 170, pp. 151–169.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol J., van Veen P.,Thierry J., Huang, Z., 1994. A Mesozoic timescale, Journ. Geop. Res.Vol. 99, pp. 24051–24074.

Kuvaas B., Leitchenkov G. 1992. Glaciomarine turbidite and current controlled deposits in Prydz Bay. Antarctica. Marine Geology. Vol. 108, pp. 365–381.

Leitchenkov G.L. 1991. Structure and evolution of the Prydz Bay. In: Abstracts of Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences. National Inst. Polar Res., Japan, pp. 346–351.

Leitchenkov G., Stagg H., Gandjukhin V., Cooper A.K., Tanahashi M., O'Brien P. 1994. Cenozoic seismic stratigraphy of Prydz Bay (Antractica). In Cooper A.K., Barker P.F., Webb P.N., Brankolini G. (Eds), The Antarctic continental margin: geophysical and geological stratigraphic records of Cenozoic glaciation, Paleoenvironments and sea-level change, Terra Antarctica. Vol. 1, N 2, pp. 395–397.

Leitchenkov G.L., Gandyukhin V.V., Guseva Y.B. 2007. Crustal structure and evolution of the Mawson Sea, western Wilkes Land margin, East Antarctica. In: Cooper A. K., Raymond C. R. et al. Antarctica: A Keystone in a Changing World – Proceedings of the 10th ISAES, USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 028. 2007. doi:10.3133/of2007-1047.srp 028.

Leitchenkov G., Guseva J., Gandyukhin V., Grikurov G., Kristoffersen Y., Sand M., Golynsky A., Aleshkova N. 2008. Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies. Mar. Geoph. Res. Vol. 29, pp. 135–158.

Muller R. D., Roest W. R., Royer J-Y., Gahagan L. M., Sclater J. G. 1997 Digital isochrons of the World's ocean floor. Journ. Geoph, Res. Vol. 102 (B2), pp. 3211–3214.

Muller R.D., Gaina C., Roest W.R., Lundbek D. 2001. A recipe for microcontinent formation. Geology. Vol. 29. No 3, pp. 203–206.

Montigny R., Karpoff A.-M., Hofmann C. 1993. Resultats d'un dragage par 55°18'S-83°04'E dans le Bassin de Labuan (campagne MD 67, ocean Indien meridional): implications geodynamiques, Geosciences Marines, Soc., geol. France, 83.

Operto S., Charvis P. 1996. Deep structure of the southern Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) from ocean bottom seismometer wide-angle seismic data, Journ. Geoph. Res. Vol. 101, pp. 25077–25103.

Powell C.A., Roots S.R., Veevers J.J. 1988. Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and early opening of the eastern Indian Ocean. Tectonophysics. №155, pp. 261–283.

Ramana M.V., Ramprasad T., Desa M. 2001. Seafloor spreading magnetic anomalies in the Enderby Basin, East Antarctica. Earth and Plan. Sci. Lett. Vol. 191, pp. 241–255.

Rotstein Y., Schlich R., Munschy M., Coffin M. 1992. Structure and tectonic history of the Southern Kerguelen Plateau (Indian Ocean) deduced from seismic reflection data. Tectonics. Vol. 11, No 6, pp. 1332–1347.

Royer J.-Y., Coffin M.F. 1992. Jurassic to Eocene plate tectonic reconstructions in the Kerguelen Plateau region. In: Wise J.S.W., Julson A.P., Schlich R., Thomas E. (Eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results, 120, Texas A&M University, College Station, TX, pp. 917–930.

Sandwell D., Smith W.H.F. 2005. Retracking ERS-1 altimeter waveforms for optimal gravity field recovery. Geoph. J. Int. Vol. 163, pp. 79–89.

Sibuet J-C., Srivastava S., Manatschal G. 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. Journ. Geoph. Res. Vol. 112, B06105, DOI:10.1029/2005JB003856.

Song T., Cawood P.A., Middleton M. 2001. Transfer zones normal and oblique to rift trend: example from the Perth Basin, Western Australia. In: Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N. (Eds.). Non-Volcanic rifting of continental margins: a composition of evidence from land and sea. Geological Society. London. Special Publication. No 187, pp. 475–488.

Stagg H.M.J. 1985. The structure and origin of Prydz Bay and Mac.Robertson shelf. East Antarctica. Tectonophysics. Vol. 114, pp. 315–340.

Stagg H.M.J., Colwell J.B., Direen N.G., O'Brien P.E., Bernardel G., Borissova I., Brown B.J., Ishirara T. 2005. Geology of the continental margin of Enderby and Mac Robertson Lands, East Antarctica: insights from a regional data set. Marine Geoph. Res. Vol. 25, pp. 183–219.

Storey M., Kent R.W., Saunders A.D., Salters V.J., Hergt J., Whitechurch H., Sevigny J.H., Thirlwall M.F., Leat P., Ghose N.C. and Gifford M. 1992. Lower Cretaceous volcanic rocks on continental margins and their relationship to the Kerguelen Plateau. In Wise, S.W., Schlich, R., et al., Proc. ODP, Sci. Results, 120: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 33–53.

Tikku A.A., Cande S.C. 1999. The oldest magnetic anomalies in the Australian-Antarctic Basin: are they isochrons? Journ. Geoph. Res. Vol. 104, pp. 661–677.

Truswell E.M., Dettmann M.E., O'Brien P.E., 1999. Mesozoic palynofloras from the Mac.Robertson Shelf, East Antarctica: geological and phytogeographic implications. Antarct. Sci. Vol. 11, pp. 239–255

Wilson R.C.L., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N. (Eds.). 2001. Non Volcanic rifting of continental margins: a composition of evidence from land and sea. Geological Society. London. Special Publication. No 187, 585 p.

Ziegler P.A., Cloetingh S. 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. Earth-Science Reviews. Vol 1, pp. 1–50.

Crustal tectonics and depositional history in the Southern Indian Ocean (East Antarctica: Cooperation Sea, Davis Sea, Kerguelen Plateau)

Leitchenkov G.L.[1], Guseva Yu.B.[2], Gandyukhin V.V.[2], Gohl K.[3], Ivanov S.V.[2], Golynsky A.V.[1], Kazankov A.Ju.[2]

1 - Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg, Russia
2 - Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE), St. Petersburg, Lomonosov, Russia
3 - Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI), Bremerhaven, Germany

Abstract

This paper outlines major results of marine geophysical surveys conducted in the framework of the IPY 20072008 Project in the area of southern Kerguelen Plateau during 2007 and 2009 austral seasons (in 2007, geophysical data were acquired jointly with Alfred Wegener Institute, Germany). Conducted studies enabled us to define crustal structure and characteristics of this region, to map principal tectonic provinces and features, to develop a seismic stratigraphy model, and to define depositional settings and environmental changes during Late Mesozoic – Cenozoic time.

Мощность ледникового покрова и подлёдный рельеф Восточной Антарктиды (результаты исследований по проекту МПГ)

С.В. Попов[1], *Г.Л. Лейченков*[2],
В.Н. Масолов[1], *В.М. Котляков*[3], *М.Ю. Москалевский*[3]

1 – Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ),
г. Санкт-Петербург, г. Ломоносов, Россия
2 – Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология),
г. Санкт-Петербург, Россия
3 – Институт географии Российской Академии Наук (ИГ РАН), г. Москва, Россия

Аннотация

В статье представлены результаты исследований по проекту МПГ 2007-2008 ABRIS (исследование коренного рельефа и мощности ледникового щита Антарктиды), в рамках которого создана база данных мощности льда Восточной Антарктиды и составлены карты подлёдного рельефа и мощности ледникового покрова. Основным источником информации для построения карт являлись материалы отечественных радиолокационных исследований, выполненных с 1966 по 2008 гг., и зарубежных экспедиций, полученных из международной базы данных переданных организациями исполнителями работ.

Введение

В октябре 1996 г. в г. Кембридже (Великобритания) по инициативе рабочей группы по геофизике Научного комитета по исследованиям в Антарктике (SCAR) состоялось рабочее совещание, посвящённое оценке состояния изученности ледникового покрова и коренного рельефа Антарктиды и созданию нового международного проекта «Топография коренного ложа Антарктики» (BEDMAP). В ходе совещания были определены цели и задачи нового проекта, а также методические подходы для успешной его реализации (BEDMAP, 1996). Работу по сбору материала, созданию объединенной базы данных и составлению карт возглавили специалисты Британской антарктической службы (BAS).

В ходе выполнения проекта BEDMAP была сформирована база данных, содержащая 1931437 пунктов измерений мощности ледникового покрова по 127 объектам геофизических работ, выполненных в Антарктиде в период с 1950-х до середины 1990-х годов (BEDMAP, 1999). Основную их часть (99.64%) составляют материалы радиолокационного профилирования (РЛП). После обработки всех полученных данных были сформированы гриды мощности ледникового покрова и коренного рельефа и на их основе создана и опубликована карта коренного рельефа Антарктики масштаба 1: 10 000 000 *(Lythe et al., 2000)*. Важным достижением проекта BEDMAP

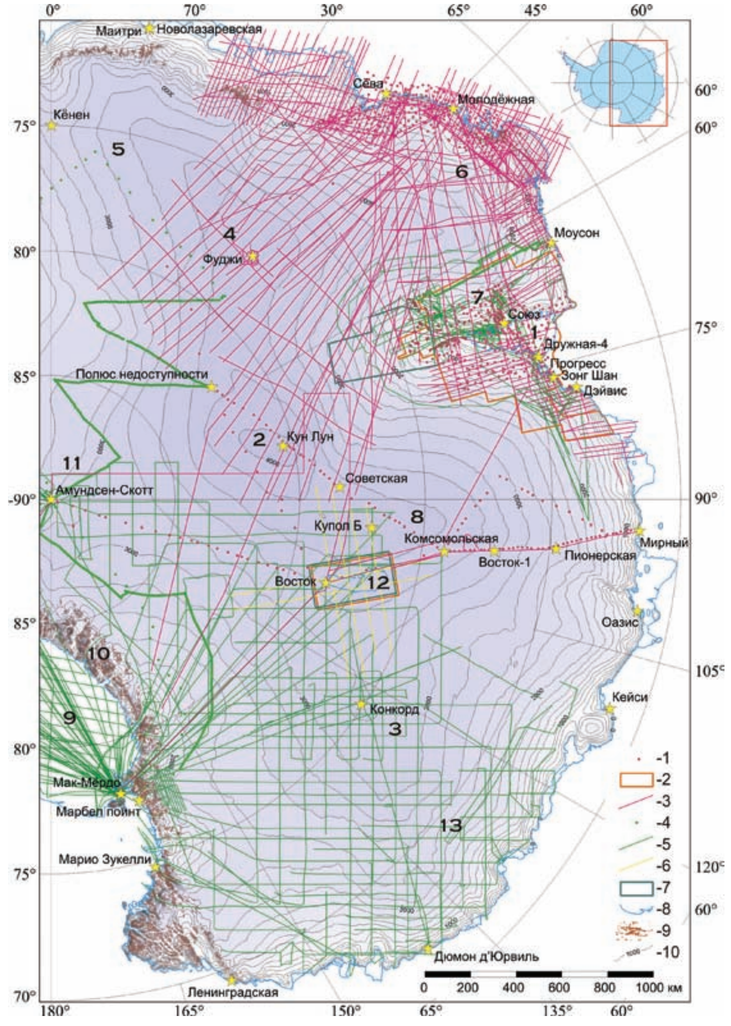


Рис. 1 Схема радиолокационных и сейсмических исследований, использованных для составления карт мощности ледникового покрова и подлёдного рельефа Восточной Антарктиды.

1–3: данные отечественных исследований. 1 – пункты сейсмических зондирований МОВ; 2 – площади аэрогеофизических съёмок масштаба 1 : 500 000; 3 – аэрорадиолокационные и наземные маршруты; 4–5: данные зарубежных исследований, полученные из база данных проекта BEDMAP. – пункты сейсмических зондирований МОВ; 5 – аэрорадиолокационные маршруты. 6-7 – данные зарубежных исследований, преданные в проект ABRIS организациям исполнителями. 6 – аэрорадиолокационные маршруты; 7 – площади аэрогеофизических съёмок масштаба 1 : 700 000; 8 – береговая линия (линия налегания шельфовых ледников) по данным цифровой базы данных по Антарктике (Antarctic Digital database, 1998) и данным ПМГРЭ для озера Восток (Попов и др., 2007б); 9 – горные выходы по данным цифровой базы данных по Антарктике (Antarctic Digital database, 1998); 10 – изогипсы высот дневной поверхности; сечение изолиний 200 м. Географические объекты: 1 – шельфовый ледник Эймери; 2 – Купол Аргус; 3 – Купол Конкордия; 4 – Купол Фуджи; 5 – Земля Королевы Мод; 6 – Земля Эндерби; 7 – горы Принс-Чарльз; 8 – ледораздел В; 9 – шельфовый ледник Росса; 10 – Трансантарктические горы; 11 – Купол Титан; 12 – подледниковое озеро Восток; 13 – Земля Уилкса.

является создание единой базы данных по мощности льда (включает в себя дискретные значения по радиолокационным профилям и одиночным сейсмическим зондированиям, выполненным до 1995 г.), формирование на её основе математических моделей (гридов) мощности ледникового покрова и коренного рельефа и составление соответствующих мелкомасштабных карт, которые послужили основой для решения многих научных задач в области геологии, гляциологии, моделирования изменений климата и др. Необходимо, однако, отметить, что результирующие карты отражают лишь самые общие (региональные) черты строения ледниковой толщи и подледной поверхности, так как все полученные материалы были осреднены путём создания равномерного (независимо от масштаба выполненных съёмок) цифрового грида.

В рамках инициативы третьего Международного полярного года (МПГ 2007–2008) специалистами ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология и ИГРАН был предложен проект ABRIS (Antarctic Bedrock Relief and Ice Sheet – Коренной рельеф и ледовый щит Антарктиды), основная цель которого состояла в создании собственной базы данных мощности ледникового покрова и подлёдной топографии Антарктиды и составлении обобщающих и региональных карт с детальностью, максимально соответствующей масштабам съёмок. Главным объектом исследований по проекту ABRIS является Восточная Антарктида в секторе между 20°в.д. и 160°в.д. (рис. 1). Для успешной реализации проекта и подготовки качественной картографической продукции сначала выполнялась обработка, взаимная увязка и обобщение разномасштабных отечественных данных, значительная часть которых была получена в аналоговой форме и потребовала оцифровки. Кроме того, для составления карт были использованы материалы зарубежных исследований, открытые для международного сообщества. Проект ABRIS был зарегистрирован в международном офисе МПГ, одобрен национальным комитетом МПГ и внесён в перечень предложений в научную программу участия Российской Федерации в проведении международного полярного года.

1. Радиолокационные и сейсмические исследования

Исследования мощности ледникового покрова Антарктиды проводятся в трех модификациях: точечные сейсмические зондирования методом отражённых волн (МОВ), наземное радиолокационное профилирование и аэрорадиолокационные съемки. Отечественные исследования МОВ стали проводиться с 1958 г. в научных санно-гусеничных походах (Капица, 1960, рис. 1). В период с 1971 по 1975 гг. были выполнены площадные работы МОВ на Земле Эндерби и в районе шельфового ледника Эймери, а с 1995 по 2008 гг. в пределах подледникового озера Восток *(Попов и Поздеев, 2002; Попов и др., 2007*, рис. 1). Первая аэрорадиолокационная съемка проведена в 14-ой Советской антарктической экспедиции (САЭ) в 1967 г. с использованием самолета Ил-14 и ледового локатора частотой 213 МГц (Козлов и Федоров, 1968). Регулярные аэрогеофизические исследования, в составе которых были и радиолокационные наблюдения, начались в 1985 г. и продолжаются до настоящего времени. В 1987–91 гг. (33-36 САЭ) в центральной части Восточной Антарктиды были выполнены комплексные аэрогеофизические исследования с борта самолёта Ил-18Д,

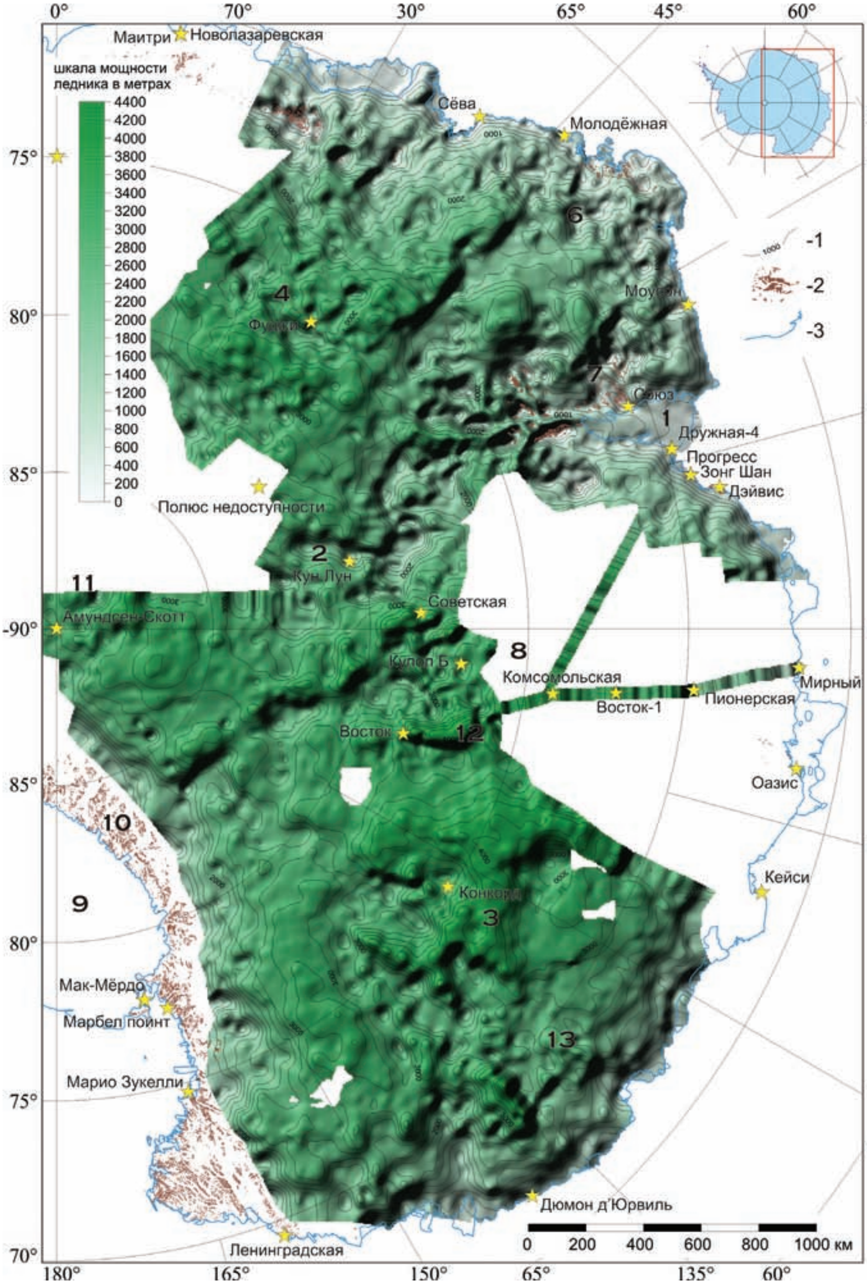


Рис. 2 Мощность ледникового покрова Восточной Антарктиды (сечение изолиний 200 м).

которые закрыли значительную площадь от побережья Земли Эндерби до гор Гамбурцева (рис. 1). Для производств радиолокационных наблюдений применялись ледовые локаторы МПИ60 и ЛЛ5000 с частотой зондирующих импульсов 60 МГц *(Попов и др., 2006)*. Плановая привязка обеспечивалась доплеровским оборудованием, радиогеодезической системой дальней навигации и спутниковой системой плановой привязки. Точность привязки составляла от 150 м до 100 м. В 1971–74 гг., 1986 и 1988 гг. (17-19, 31, 33 САЭ) аэрорадиолокационные съемки с локатором МПИ-60 выполнялись в восточной части Земли Королевы Мод и на Земле Эндерби. В качестве носителя использовались самолёты Ил-14 *(Куринин и Алешкова, 1987)*. С 1985 г. начались планомерные аэрогеофизические исследования масштаба 1 : 500 000 в районе ледников Ламберт-Эймери *(Попов и Поздеев, 2001; Попов и др., 2006)*.

В период 1998–2009 гг. в районе подледникового озера Восток и на трассах следования санно-гусеничных походов между станциями Мирный-Восток и Прогресс-Восток выполнялось наземное радиолокационное профилирование (рис. 1). В работах использовался ледовый локатор РЛС-60-98 с частотой зондирующих импульсов 60 МГц. Плановая привязка осуществлялась с помощью глобальной системы позиционирования (GPS; *Попов и др., 2007*).

При составлении карт были использованы также материалы зарубежных экспедиций, полученные из базы данных проекта BEDMAP (рис. 1). К ним относятся: (1) данные наземных сейсмических исследований США, выполненные в 1960-х; плановая привязка пунктов наблюдения осуществлялась астрономическим способом *(Crary, 1962; Beitzel, 1971)*; (2) материалы совместных аэрогеофизических исследований США, Великобритании и Дании, выполненных в течение летних полевых сезонов 1971/72, 1974/75 и 1978 гг. на Земле Виктории и в центральной части Восточной Антарктиды; работы выполнялись на базе самолёта С-130 с использованием ледового локатора частотой 60 МГц; точность плановой привязки составила около 3 км *(Drewry & Meldrum, 1978)*; (3) материалы японских наземных радиолокационных исследований, выполненных в районе купола Фуджи 1992–94 гг.; применялся ледовый локатор с частотой зондирующих импульсов 60 МГц; плановая привязка обеспечивалась (BEDMAP, 1999). В 2001 и 2004 гг. экспедициями США *(Studinger et al., 2003)* и Германии *(McLean et al. 2004)* были проведены комплексные аэрогеофизические съёмки с использованием радиолокационного профилирования в районе подледникового озера Восток и к югу от гор Принс-Чарльз. Материалы этих исследований переданы в проект ABRIS и использованы при построении карт.

2 Результаты исследований по проекту ABRIS

По результатам исследований в рамках проекта МПГ ABRIS составлены карты мощности ледникового покрова и подлёдного рельефа, которые формировались посредством гридирования всего объёма данных методом Inverse Distance с размером ячеек грида 5×5 км и радиусом осреднения 80 км. Методика гридирования обоснована и достаточно подробно изложена в работе *(Попов и др., 2007)*. Подлёдный рельеф строился путем вычитания мощности ледника из дневной поверхности. На начальном этапе работ по проек-

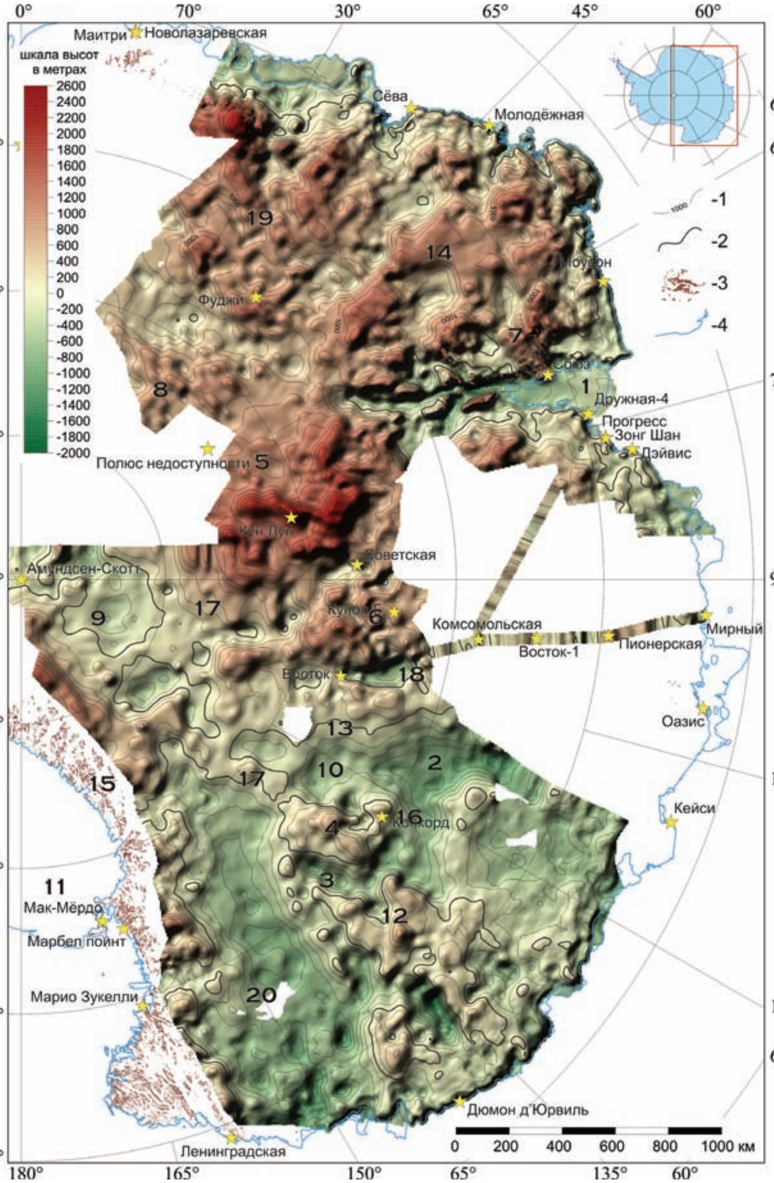


Рис. 3. Подлёдный рельеф Восточной Антарктиды (сечение изолиний 200 м)

Географические объекты: 1 – шельфовый ледник Эймери; 2 – подлёдный бассейн Аврора; 3 – желоб Адвенчер; 4 – возвышенность Бельжика; 5 – подлёдные горы Гамбурцева; 6 – подлёдные горы Комсомольские; 7 – горы Принс-Чарльз; 8 – горы Полюса недоступности; 9 – подлёдный бассейн Полярный; 10 – подлёдный желоб Пикок; 11 – шельфовый ледник Росса; 12 – возвышенность Резольюшан; 13 – равнина Шмидта; 14 – подлёдные горы Серлапова; 15 – Трансантарктические горы; 16 – котловина Винсенс; 17 – Восточная равнина; 18 – подледниковое озеро Восток; 19 – подлёдные горы Вернадского; 20 – котловина Уилкса.

ту ABRIS использовалась модель дневной поверхности, сформированная в рамках проекта GTOPO30, доступная по адресу в интернете http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html. В его основу были положены материалы спутниковых съемок ERS-1 *(Gesch & Larson, 1996)*. При всех достоинствах модели она недостаточно точно описывает поле высот дневной поверхности шельфовых ледников и присклоновой части антарктического ледника, поэтому для расчёта модели коренного рельефа, сформированной в рамках проекта ABRIS, использовалась дневная поверхность проекта RAMP2 (Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model, Version 2), сформированная, главным образом, на основе материалов спутника ERS-1 и ERS-2. Данные доступны по адресу в интернет http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0082_ramp_dem_v2.gd.html *(Liu et al., 2001)*.

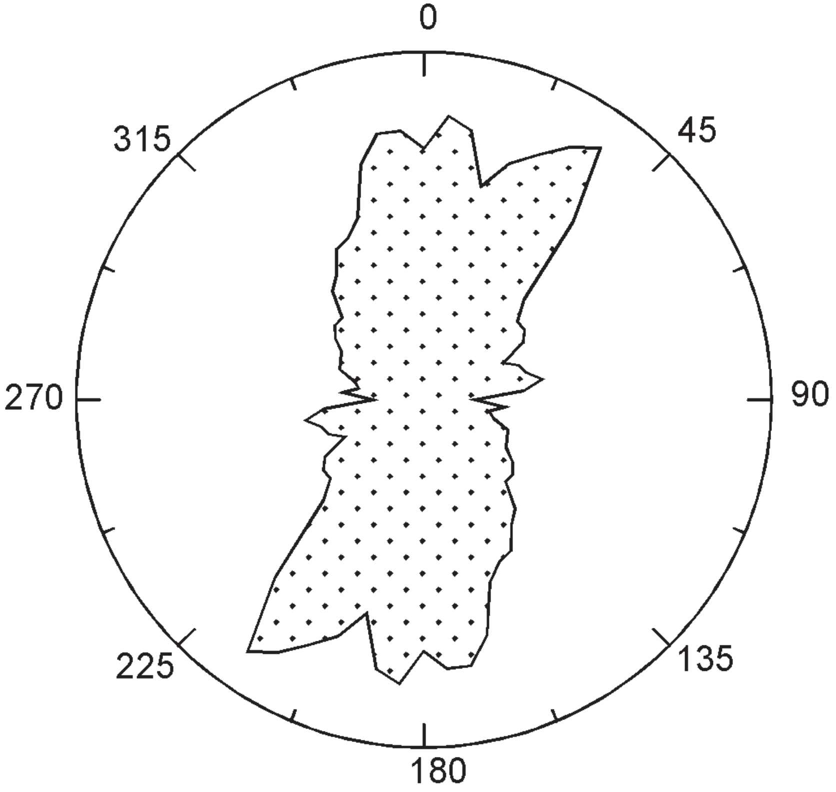


Рис.4. Роза-диаграмма простирания подлёдных структур.

Мощность ледникового покрова изученной части Восточной Антарктиды изменяется от первых до более чем 4000 метров. Наименьшие значения приурочены к горным выходам и районам подлёдных гор; наибольшие соответствуют отрицательным формам рельефа: впадинам и желобам. В генеральном плане мощность ледника контролируется подлёдным ландшафтом и нарастает от периферии к центру (рис. 2). Здесь выявлено пять горных областей. Самой западной из них являются горы Вернадского (рис. 3), которые протягиваются от побережья вглубь материка боле чем на 1000 км. На территории проведённых исследований для неё характерны высоты от 1000 до 1400 м, при относительных высотах 500–700 м. Для этой горной системы характерны преимущественно субмеридианальные простирания слагающих её форм рельефа.

К востоку от гор Вернадского, на Земле Эндерби, располагаются горы Серлапова, имеющие меридианальное простирание (рис. 3). Размеры этой горной области составляют около 1000–400 км. От гор Вернадского они отделяются обширной депрессией шириной около 100 км. В целом морфометрические параметры обоих горных систем сходны как по абсолютным, так и по относительным высотам. Восточные отроги гор Серлапова, непосредственно примыкающие к западному борту рифтовой долины Ламберта, сопрягаются с горами Принс-Чарльз, значительная часть которых обнажается на дневной поверхности (рис. 3).

В центральной части Восточной Антарктиды располагаются две отдельные горные системы: горы Гамбурцева и горы Полюса Недоступности (рис. 3). Их границы выходят за рамки построений. Горы Гамбурцева имеют значительные размеры, охватывающие площадь более чем 700 000 км^2 и имеют относительные высоты более 3 км. Привершинная часть гор Гамбурцева располагается на абсолютных высотах около 2000 м. С востока к ним примыкают горы Комсомольские, протяжённость которых с севера на юг, по всей видимости, составляет около 1000 км, при ширине около 300 км. Их отроги выходят к западному берегу подледникового озера Восток. Для гор Комсомольских характерны высотные отметки до 1200 м.

Территория, расположенная к востоку от гор Комсомольских и котловины озера Восток преимущественно представляет собой низменности и невысокие холмистые гряды (рис. 3) с высотами от 1500 до 500–800 м (подлёдные бассейны Полярный, Уилкса, Винсенс; желоба Адвенче и Пикок). Их днища располагаются на высоте около 750 м. На рис. 4 приводится роза-диаграмма простирания элементов подлёдного рельефа, которая отчетливо демонстрирует преобладание меридиональных и северо-восточных простираний структур коренного ложа Восточной Антарктиды.

Благодарности

Работа выполнялась при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант РФФИ № 07-05-00401), подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики», ФЦП «Мировой океан» (проекты 2 и 3) и Программы Президиума РАН 16, часть 2 (проект 3.3).

Список литературы

Капица А.П. 1960. Новые данные о мощности ледникового покрова центральных районов Антарктиды. Бюлл. САЭ, т. 19, с. 10–15.

Козлов А.И., Федоров Б.А. 1968. Радиолокационное зондирование антарктических ледников летом 1967/68 г. Бюлл. САЭ. вып. 71, с. 53–57.

Куринин Р.Г., Алешкова Н.Д. 1987. Коренной рельеф Земли Эндерби, Земли Мак-Робертсона и Земли принцессы Елизаветы в Восточной Антарктиде. Антарктика. вып. 26, с. 62–65.

Попов С.В., Масолов В.Н., Волнухин В. С. 2006. 40 лет отечественным радиолокационным исследованиям в Антарктиде. Программа и тезисы докладов на научной конференции «Россия в Антарктике», 12-14 апреля 2006 г., г. С. Петербург, с. 189.

Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В., Попков А.М. 2007а. Отечественные сейсмические+ и наземные радиолокационные исследования в Центральной Антарктиде накануне Международного полярного года 2007-2008. МГИ. вып. 103, с 107–117.

Попов С.В., Поздеев В.С. 2002. Ледниковый покров и коренной рельеф района гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида). МГИ. вып. 93, с. 205–214.

Попов С.В., Харитонов В.В., Масолов В. Н., Лейченков Г.Л., Котляков В.М., Москалевский М.Ю. 2007. Проект ABRIS: ледниковый покров и коренной рельеф района куполов Аргус, Конкордия, Титан и Фуджи (Восточная Антарктида). МГИ. вып. 103, с. 75–86.

Antarctic Digital Database (ADD). 1998. Version 2.0. Manual and bibliography, Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, Cambridge.

BEDMAP. 1996. Report of the 1st BEDMAP Workshop on Antarctic Bed Mapping. Cambridge.

BEDMAP. 1999. Report of the 2nd BEDMAP Workshop on Antarctic Bed Mapping. Cambridge.

Beitzel J. 1971. Geophysical exploration in Queen Maud Land, Antarctica. In: Crary A.P (ed) AGU Antarctic Research Series, No 16, pp. 39–87.

Crary A.P., Robinson E.S. 1962. Oversnow traverses from McMurdo to the South Pole. Science, No 135, pp. 291–295.

Drewry D.J., Meldrum D.T. 1978. SPRI Folio Series. Pol. Rec. 19 (120), pp. 267–278.

Gesch D.B., Larson K.S. 1996. Techniques for development of global 1-kilometer digital elevation models. Pecora Thirteen. Human Interactions with the Environment – Perspectives from Space, Sioux Falls, South Dakota.

Liu H., Jezek K., Li B., Zhao Z. 2001. Radarsat Antarctic Mapping Project digital elevation model version 2. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

Lythe M.B., Vaughan D.G. and BEDMAP Consortium. 2000. BEDMAP- bed topography of the Antarctic, 1:10 000 scale map. BAS (Misc) 9. Cambridge: British Antarctic Survey.

McLean M., Damaske D., Damm V., Reitmayr G. 2004. Airborne gravity data acquisition and processing: A case study in the Prince Charles Mountains, East Antarctica. Abstracts from the ASEG-PESA Airborne Gravity 2004 Workshop, Sydney 2004, Record 2004/18, pp. 99–110.

Studinger M., Bell R., Karner G.D., Tikku A.A., Holt J.W., Morse D.L., Richter T. G., Kempf S.D., Peters M.E., Blankenship D. D., Sweeney R.E., Rystrom V.L. 2003. Ice cover, landscape setting and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica. Earth Planet. Sci. Lett., 205, pp. 195–210.

Ice thickness and bedrock topography of East Antarctica (results of IPY Project)

S.V. Popov[1], G.L. Leitchenkov[2], V.N. Masolov[1], V.M. Kotlyakov[3], M.Ju. Moskalevsky[3]

1 - Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE), St.-Petersburg, Lomonosov, Russia
2 - Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg, Russia
3 - Institute of Geography, Russian Academy of Science (IGRAS), Moscow, Russia.

Abstract

New ice thickness and bedrock topography maps have been compiled for the part of East Antarctica (between 20°E and 160°E) within the IPY Project ABRIS (Antarctic Bedrock Relief and Ice Sheet). For compilation of maps, ice-thickness data collected during the Soviet/Russian Expeditions from 1966 to 2008 and data collected by different foreign organizations and obtained from the international data bases were used.

Рифейский вулкано-плутонический комплекс в горах Принс-Чарльз (Восточная Антарктида): геологическое строение и геодинамическая обстановка формирования

А.А. Лайба[1], Д.М. Воробьев[1],
Н.А. Гонжуров[1], Е.В. Михальский[2]

---

1 – Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ), г. Ломоносов, г. Санкт-Петербург, Россия
2 – Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация

Экспедиционные исследования последних лет, выполненные в рамках 3 МПГ, включая пересмотр и интеграцию на новом уровне раннее собранных материалов, позволили существенно уточнить строение, состав и границы рифейского вулкано-плутонического комплекса (Фишерский комплекс), формирующего узловую область в общей геологической картине региона. Для осадочно-вулканогенной серии комплекса реконструирована стратиграфическая последовательность напластований, включающая семь вулканогенных и осадочно-вулканогенных свит общей мощностью около 10 км. Их формирование происходило в период около 1300 млн. лет. Установлено, что общий тренд эволюции вулканитов имел, в целом, прямой, непрерывно-дифференцированный характер: от основных к кислым, от толеитовых к известково-щелочным и умеренно щелочным, от натровых к калиево-натровым и калиевым по щелочности типам пород. Подтверждено выделение двух интрузивных ассоциаций: ранней габбро-диорит-плагиогранитной и поздней габбро-гранит-сиенитовой. Интрузивные ассоциации формировалась в период между 1290 и 1200 млн. лет назад. Наличие петрохимических интрузивных серий, достаточно хорошо коррелируемых со сходными сериями в вулканических породах, подтверждает их общую вещественную и генетическую связь. В региональном плане Фишерская область входит в состав Циркумантарктического подвижного пояса – наиболее крупной структуры Восточноантарктического кратона. Фишерская область представляет собой, по-видимому, наиболее сохранившийся построению и составу фрагмент этой протерозойской подвижной структуры и отражает один из вариантов его развития на раннем этапе. Палеотектонические обстановки для данного фрагмента соответствуют надсубдукционным магматическим дугам в период 1300–1200 млн. лет.

Введение

Рифейский (мезопротерозойский) вулкано-плутонический комплекс, выделенный в 1990-е годы в центральной части гор Принс-Чарльз в качестве ассоциации сходных по химическому составу и характеру метаморфизма вулканогенных образований и прорывающих их интрузивных тел *(Иванов и Каменев, 1990),* резко отличающихся от образований, развитых в сопредельных районах Восточной Антарктиды, слагает сравнительно узкую (50–80 км шириной) структурную область между позднерифейскими (неопротерозойскими) гранулитовыми комплексами на севере и архейскими полиметаморфическими образованиями на юге (рис. 1). Коренные выходы в пределах этой области представлены пятью небольшими изолированными горными массивами: Фишер, Уиллинг, Скалы Нильссон, Коллинс и частично Мередит. Наиболее полно формации комплекса вскрываются на массиве Фишер, почему он и получил название Фишерского комплекса. Это название для краткости будет в дальнейшем использовано.

Горные массивы центральной части гор Принс-Чарльз располагаются непосредственно в западном плече мезо-кайнозойской рифтогенной структуры ледников Ламберта – Эймери. По данным радиолокационного зондирования, массивы Фишер, Мередит, Уиллинг и Скалы Нильссон объединены между собой подледным плато, имеющим уровень поверхности в среднем 200 м над уровнем моря. Сами горные выходы представляют собой приподнятые изолированные тектонические блоки размером от 2×11 км (массив Коллинс) до 10×32 км (массив Фишер) с относительными превышениями скальных бортов над уровнем ледника от 50 до 1500 м.

Структурное положение Фишерского комплекса на стыке двух крупных тектонических областей делает его, по сути, ключевым в строении региона гор Принс-Чарльз. Умеренный метаморфизм (не выше амфиболитовой фации средних ступеней) и местами слабая дислоцированность пород позволяют с достаточной уверенностью реконструировать их первичный состав, формационную принадлежность и палеогеодинамическую обстановку заложения и эволюции данной структуры. Вот почему к этому узловому объекту проявлен повышенный интерес: целенаправленные геолого-геофизические исследования в его пределах проводились в ходе 10 экспедиций в период 1985–2008 гг. Уже к середине 1990-х годов был накоплен большой материал, обработка и обобщение которого позволили создать геодинамическую модель развития Фишерского вулкано-плутонического комплекса в конвергентных геодинамических условиях. Однако детальное строение, возрастные рубежи, границы развития Фишерского комплекса оставались не вполне ясными. Да и выдвинутая геодинамическая модель вызывала у некоторых специалистов определенный скептицизм и даже неприятие, вплоть до отрицания наличия вулканитов в составе комплекса. Например, Каменев и Семёнов (2008) предполагают исключительно энсиалическое развитие протерозойского подвижного пояса с преобладанием чарнокит-гранулитовых и гранит-гнейсо-сланцевых поясов при локальном развитии гранит-зеленокаменных поясов.

В связи с этим в 2006–2008 гг. (51-53 РАЭ) в рамках 3 МПГ были осуществлены дополнительные экспедиционные исследования основных объектов Фишерского комплекса и обобщен весь обширный материал, как по этому узловому району, так и по смежным областям, включая зоны возможного продолжения комплекса на юг и на восток. Данная статья представляет собой краткий сводный результат такой интеграции.

1. Краткий обзор исследований

Горные массивы центральной части гор Принс-Чарльз были впервые обследованы в начале 1970-х гг. геологами НИИГА (ныне ВНИИОкеангеология) в ходе комплексных региональных работ 17-19 САЭ. На массиве Фишер

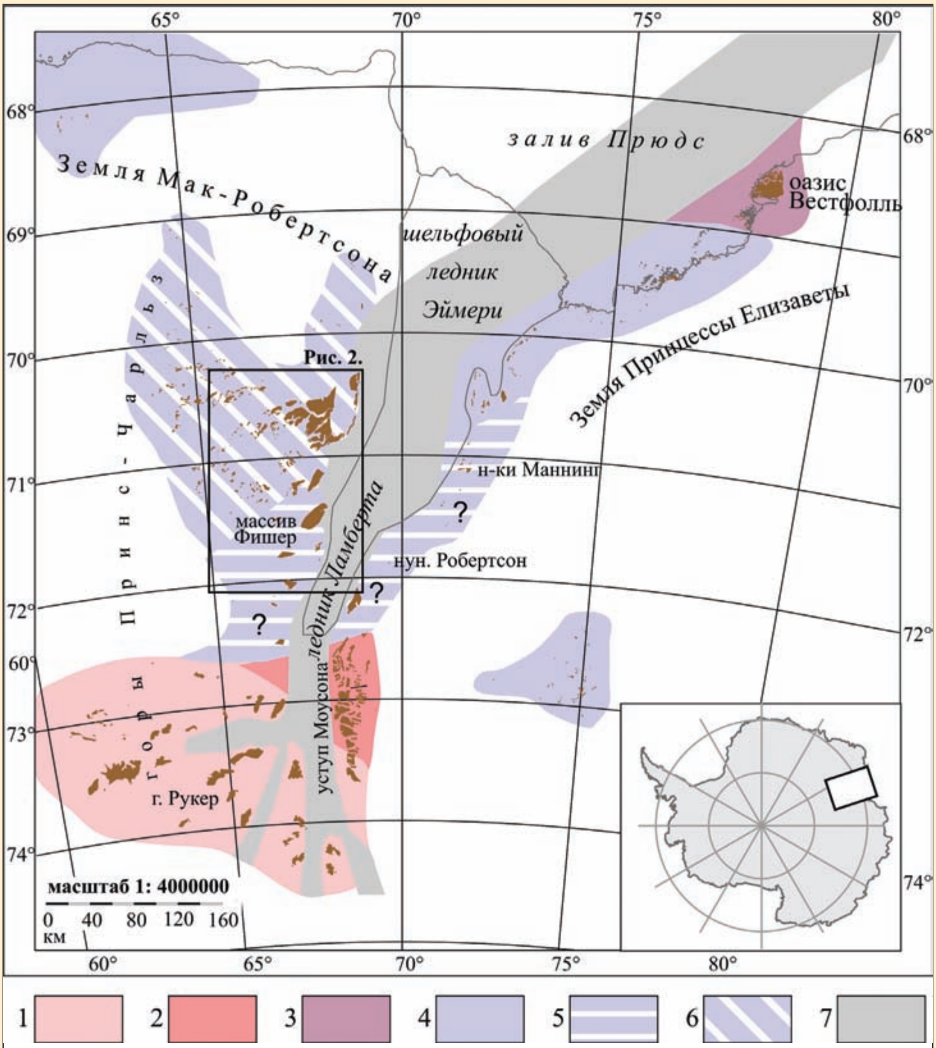


Рис. 1. Упрощенная схема тектонического районирования региона ледников Ламберта-Эймери.
1-2 – мезоархейско-палеопротерозойская Рукерская провинция: 1 – Рукерская область, 2 – Ламбертская область. 3 – неоархейский блок оазиса Вестфолль. 4–6 – мезопротерозойско-неопротерозойская Рейнерская провинция: 4 – неклассифицированные территории, 5 – Фишерская область, 6 – Биверская область.
7 – мезозойско-кайнозойская рифтовая система.

в ходе рекогносцировочных авиадесантных исследований были обнаружены метабазиты, отнесенные затем в единую формацию с архейскими метабазитами супракрустальных серий юга гор Принс-Чарльз *(Соловьев, 1971; Равич и др., 1978)*.

В 1983–1986 гг. (29 и 31 САЭ) на массивах Мередит и Фишер специалистами ПМГРЭ была осуществлена геологическая съемка, приближающаяся к масштабу 1:200 000. Было установлено, что на массиве Фишер развиты осадочно-вулканогенные породы, прорванные интрузивами от основного до кислого составов. Супракрустальные породы, выделенные авторами как «фишерский комплекс», были расчленены на две толщи общей мощностью до 3,5 км, а их возраст был принят условно как раннепротерозойский *(Красников и Федоров, 1992)*.

В 1987–1988 гг. (34 САЭ) на массиве Фишер были проведены дополнительные геологические работы, специализированные по петролого-геохимическому направлению, и тогда же авиадесантным способом были обследованы массивы Коллинс, Уиллинг и Скалы Нильссон. Большая часть интрузивных образований на массиве Фишер объединена в габбро-диорит-плагиогранитную ассоциацию с верхним возрастным пределом 1380±90 млн. лет *(Михальский, 1993)*. В 1990–1991 гг. (36 САЭ) на массиве Фишер выполнены детальные работы по составлению стратотипных разрезов осадочно-вулканогенных толщ. Выделена вулканогенно-осадочная серия Фишер, включающая четыре толщи общей мощностью до 3,7 км, положенная в основу современной стратиграфической схемы. Изотопное датирование кислых метавулканитов установило их возраст, равный 1300 млн. лет *(Beliatsky et al, 1994)*.

В 1993–1996 гг. (39 и 40 РАЭ) на массивах Уиллинг и Скалы Нильссон были проведены картировочные работы, по результатам которых построены схематические геологические карты масштабов 1:10 000–1:25 000, а также составлен подробный сводный разрез расслоенных метагабброидов. В 1999-2000 гг. (45 РАЭ) выполнены картировочные работы на массиве Коллинс, в ходе которых построена схематическая геологическая карта масштаба 1:25 000 и выявлено сложное строение многофазного диорит-сиенитового интрузива, отнесенного в состав Фишерского комплекса. В 2003-2006 гг. (49–51 РАЭ) проведены исследовательские и картировочные работы на массиве Мередит, позволившие построить уточненную геологическую карту масштаба 1:100 000 и выделить в южной половине массива образования Фишерского комплекса, а также в более южных участках (массив Шо и др.) и в восточном борту шельфового ледника Эймери, где были выявлены геологические тела сходного состава.

В разные годы массивы Фишер, Коллинс, Уиллинг, Мередит и Скалы Нильссон посещались также австралийскими геологами. В ходе кратковременных выавиадесантных исследований изучались вещественный состав и структурное положение пород Фишерского комплекса. Наиболее значимыми результатами явились определения с помощью локального ионного микрозондирования (SHRIMP) возрастов метавулканитов и гранодиоритов массива Фишер, гранитов и сиенитов массива Коллинс и парагнейсов массива Мередит *(Sheraton et al., 1996; Kinny et al., 1997)*.

Наконец, в 2006–2008 гг. (52 и 53 РАЭ), в рамках программы 3 МПГ, были проведены дополнительные работы на массивах Фишер и Уиллинг, позволившие построить уточненные геологические карты масштабов 1:25000–1:100 000, составить наиболее полный сводный разрез осадочно-вулканогенной серии Фишер, мощность которой увеличена до 10 км, и детализировать строение расслоенных и многофазных плутонов ранней интрузивной ассоциации.

Таким образом, в ходе многолетних отечественных исследований установлено, что центральный район гор Принс-Чарльз (между 71°15` и 72°00` ю.ш.) сложен своеобразным комплексом умеренно метаморфизованных осадочно-вулканогенных и интрузивных пород рифейского возраста. В определении палеотектонической обстановки для Фишерского комплекса мнения специалистов разошлись.

По результатам первых рекогносцировочных исследований проводилась корреляции фишерских метабазитов с формацией рифейских траппов плоскогорья Ричер на Земле Королевы Мод *(Равич и др., 1978)*. Следующие исследователи полагали, что образование этой ассоциации было приурочено к прогибу типа грабен-синклинория с развитием по принципу раннедокембрийских зеленокаменных поясов *(Красников и Федоров, 1992)*. Авторы монографии по геологическому строению Антарктиды *(Иванов и Каменев, 1990)* сопоставили фишерские метавулканиты со спилит-кератофировой группой формаций, плутониты с габбро-плагиогранитной группой формаций, а сам комплекс отнесли к архейско-раннепротерозойским зеленокаменным структурам Рукерской области, развитой на юге гор Принс-Чарльз. Сходной интерпретации придерживался и Д.П Крылов, отнесший массив Фишер к фрагменту зеленокаменного пояса бимодального типа *(Крылов и Крутикова, 1994)*.

Е.В. Михальский и А.А. Лайба выдвинули альтернативную геодинамическую модель: Фишерский комплекс был отождествлен с конвергентными образованиями гренвильского тектонического цикла. Было обосновано его сходство с краевыми вулкано-плутоническими поясами, развитыми на активных континентальных окраинах в ассоциации с островными вулканическими дугами *(Михальский, 1993, 2007; Mikhalsky et al., 1996; 2001; Михальский, 1993, 2007; Лайба и Михальский, 1999; 2001; Лайба, 2000* и др.). Представления о конвергентной природе Фишерского комплекса остаются и сейчас наиболее обоснованной и непротиворечивой геодинамической моделью.

2. Положение в региональной структуре

Горы Принс-Чарльз и прилегающие районы Земли Принцессы Елизаветы составляют один из крупнейших горных регионов Восточной Антарктиды. В его пределах вскрываются три древнейших тектонических провинции (рис. 1): а) мезоархейско-палеопротерозойская Рукерская провинция на юге; б) неоархейская Вестфолльская провинция на северо-востоке; в) обширный мезо-неопротерозойский Циркумантарктический подвижный пояс, разделяющий и цементирующий раннедокембрийские провинции *(Tingey, 1991; Иванов и Каменев, 1990; Лайба и др., 2001; и др.)*. В составе Рукерской провинции некоторыми исследователями выделяются две области или террейна, различающиеся особенностями геологического строения и истории формирования: мезо-неоархейская Рукерская гранит-зеленокаменная область и палеопротерозойская Ламбертская орогеническая область *(Mikhalsky et al., 2006)*. Циркумантарктический подвижный пояс в регионее ледника Ламберта также неоднороден и включает, по крайней мере, две структурно-формационные области: мезопротерозойскую Фишерскую «амфиболито-сланцевую» область и ранненеопротерозойскую Биверскую гранулито-гнейсовую область *(Иванов и Каменев, 1990, Mikhalsky et al., 2001)*.

Фишерский вулкано-плутонический комплекс развит в пределах Фишерской области в центральной части гор Принс-Чарльз; он включает осадочно-вулканогенную серию Фишер мощностью не менее 10 км и ассоциацию специфических интрузивных образований, развитых только в пределах данного комплекса. Серия Фишер наиболее полно вскрывается на одноименном массиве, где включает семь свит, сложенных толщами умеренно метаморфизованных (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) вулканических и туфогенно-осадочных пород преимущественно андезитового состава. Вулканогенные свиты прорваны сравнительно небольшими, но многочисленными интрузивами основных, средних и кислых составов, большей частью метаморфизованных наравне с вулканитами. К комагматичным с последними отнесены габброиды, диориты, тоналиты и плагиограниты, развитые на всех указанных массивах. Они объединены по вещественным и возрастным признакам в раннюю габбро-диорит-плагиогранитную ассоциацию. Распространенные не столь широко интрузивы субщелочных габброидов, трахидолеритов, гранитов, гранодиоритов и сиенитов выделены по геологическим и геохронологическим данным в позднюю габбро-гранит-сиенитовую ассоциацию.

Осадочно-вулканогенные и интрузивные образования включены в состав единого вулкано-плутонического комплекса по следующим признакам: а) пространственной сопряженности; б) отсутствию подобных на сопредельных территориях; в) сходным условиям наложенного метаморфизма; г) формационному соответствию, указывающему на их образование в однотипных геодинамических (тектонических) условиях; е) совпадающими или близкими с вулканитами геохронологическими датировками.

3. Осадочно-вулканогенная серия Фишер

Преимущественно вулканогенные по своему первичному составу толщи занимают на массиве Фишер и Скалах Нильссон не менее 50% их обнаженных площадей; на массивах Уиллинг и Коллинс они присутствуют в форме ксенолитовых блоков среди резко преобладающих интрузивных ассоциаций, а на массиве Мередит занимают его южную половину, контактируя по тектоническому разлому с метаморфическими сериями Биверского комплекса (рис 2).

На массиве Фишер осадочно-вулканогенная серия слагает центральные и южные районы (рис. 2). Современное генеральное залегание пород – моноклинальное с падением на север – северо-запад под углами 50-90°, в отдельных случаях были зафиксированы крутые юго-восточные падения. Анализ всех имеющихся геологических материалов дает основание рассматривать преобладающее залегание пород с северо-западным падением – как опрокинутое. Наращивание разреза следует в целом с северо-запада на юго-восток и завершается, вероятно, свитой из жерловых фаций, сформировавшихся в кратерной части крупной вулканической постройки. Суммарная мощность супракрустальных свит оценивается в 9,5–10 км.

В составе серии выделено, с учетом последних исследований в рамках 3 МПГ, семь свит: 1) андезибазальтовая, 2) андезитовая, 3) базальт-андезибазальтовая, 4) туфогенно-осадочная, 5) андезито-базальтовая, 6) дацит-андезитовая (туфогенная), 7) андезит-базальт-дацитовая (жерловая). В большинстве свит наряду с покровными вулканитами присутствуют прорывающие согласные и пологосекущие тела субвулканитов среднего – кислого составов. В сводном разрезе серии суммарные мощности вулканогенных пород (лав, туфов, субвулканитов) составляют: базальты – 21%, андезибазальты – 36%, андезиты – 21%, андезидациты — 9%, дациты – 7%, риодациты – 6%. Собственно осадочные породы: метаморфизованные туфоалевролиты, туфопесчаники и алевропесчаники с подчиненным объемом мраморизованных карбонатов и гематитовых кварцитов, – не превышают 10% от объема серии.

U-Pb изохронный возраст фишерских метавулканитов был определен по пробам, отобранным из кислых и средних метавулканитов шестой и седьмой свит. Исследования показали, что большинство выделенных цирконов были кристаллизованы в течение одного термального события: 1300±4 млн. лет, интерпретируемого как возраст извержения *(Beliatsky et al, 1994)*. Среднерифейский возраст фишерских метавулканитов был подтвержден австралийскими геологами, получившими методом SHRIMP возраст 1283±21 млн. лет, проинтерпретированный также как возраст извержения *(Kinny et al, 1997)*.

На массиве Скалы Нильссон метаморфическая свита Нильссон достигает в мощности 1,5 км. В ее составе преобладают амфибол-биотитовые (нередко с гранатом) гнейсы и плагиогнейсы, мафические существенно амфиболовые (иногда с клинопироксеном) кристаллосланцы и амфибол-биотитовые меланогнейсы. Мафические кристаллосланцы сохраняют реликты субофитовых, микрогаббро-долеритовых, базальтоидных (апостекловатых) и туфогенных структур. В свою очередь гнейсы и плагиогнейсы обладают полосчатыми, тонкослоистыми и слоисто-обломочными (туфогенными) текстурами и также сохраняют реликты порфировых, фельзитовых (эффузивных) и микроинтрузивных (субвулканических) первичных структур.

На массиве Мередит метаморфические толщи, соответствующие по вещественным и возрастным характеристикам Фишерскому комплексу, слагают его южную половину. Они выделены в свиту Мередит мощностью около 4 км (без учета складчатости), которая включает толщи биотит-плагиоклазовых и биотитовых парагнейсов, маломощные пачки кварцитов, мраморов и кальцифиров, прослоенных крупными пачками ортогнейсов биотит-амфибол-плагиоклазового (метадиориты) и биотит-амфиболовового (метагранитоиды) составов. Парагнейсовые разности составляют около 80% объема свиты и отвечают по реконструкциям осадочным и туфогенно-осадочным породам. По цирконам из ортогнейсов методом SHRIMP-II получены конкордатные возрастные рубежи: 1294±3, 1105±5, 957±4 и 887±2млн. лет *(Лайба и Гонжуров, 2006; Гонжуров и Лайба, 2009)*. Наиболее древние датировки отражают, по-видимому, время кристаллизации ортогнейсовых протолитов, а остальные – датируют различные фазы гренвильского метаморфизма.

Метабазальты массива Фишер имеют достаточно выдержанные химические составы по всем компонентам. Их общей особенностью является относительно низкие содержания К2О (обычно менее 1%) при стабильно повышенных, в целом, количествах Na2O (2-4,6%). При этом базальты четко разделяются на два петрохимических типа, названные для краткости типами В1 и В2. Базальты В1 имеют mg=53-65 и содержат нормативный оливин, а базальты В2 имеют низкий показатель магнезиальности mg=45-52 и содержат нормативный кварц. На диаграмме AFM (не приведена) оба типа располагаются в поле толеитовых пород, но при этом В2 демонстрируют тенденцию перехода к известково-щелочному типу. На графике нормированных содержаний микрокомпонентов (не приведен), базальты В1 демонстрируют черты P-MORB со слабой обогащенностью крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K, Th, U), а базальты

Рис. 2. Геологическая схема северных и центральных районов гор Принс-Чарльз. 1 – ледниковый покров: а) материковый лед, б) выводные ледники, в) шельфовые ледники; 2 – палеогеновые покровные трахибазальты; 3 – меловые штоки и дайки щелочно-ультраосновных пород; 4 – пермско-триасовый угленосный комплекс Эймери; 5 – раннепалеозойские граниты; 6-10 – неопротерозойский Биверский комплекс: 6 – интрузивные чарнокиты, граниты и гранодиориты, 7 – метагабброиды и метабазиты, 8 – мелкие тела гипербазитов, 9 – существенно ортогнейсовая серия Портос, 10 – существенно парагнейсовые серии Атос и Астрономов; 11-14 – мезопротерозойский (рифейский) Фишерский комплекс: 11 – гранитоиды поздней ассоциации, 12 – гранитоиды ранней ассоциации, 13 – габброиды ранней ассоциации, 14 – осадочно-вулканогенная серия Фишер; 15 – нерасчлененные образования Фишерского комплекса; 16 – структурные линии; 17 – тектонические нарушения.

группы В2 еще более обогащены литофилами, не только крупноинными, но и высокозарядными (Nb, Zr, Ti) и в определенной степени близки базальтам океанических островов *(OIB, Mikhalsky et al., 1996, Михальский, 2007)*. Отрицательные Nb аномалии не характерны для этих пород.

Кислые и средние вулканиты и субвулканиты большинства фишерских свит стабильно выделяются повышенными содержаниями Na2O (в среднем 4,58%) при пониженных K_2O (в среднем 0,6%) и по этому признаку выделены в петрохимическую группу А1. На диаграмме AFM низкокремнистые составы А1 образуют известково-щелочной тренд, связанный с изменением состава пород в направлении снизу вверх по разрезу серии Фишер. Эффузивные и пирокластические породы шестой свиты выделены в петрохимическую группу А2. Они обладают характерно повышенными содержаниями K_2O (в среднем 2,12%), имея, таким образом, уже калиево-натровую специализацию. На диаграмме AFM средние составы вулканитов А2 располагаются в поле известково-щелочных пород *(Mikhalsky et al., 1996, 2001; Лайба, 2000)*. Для пород группы А2 весьма характерны значительные отрицательные аномалии Nb. Химические составы метаморфических свит других массивов Фишерской области, имеют сходные характеристики с выделенными петрохимическими группами. Метавулканиты Фишерского комплекса в целом характеризуются низкими значениями Sr_i (0.703–0.704 и высокими значениями параметра εNd (2–4).

4. Интрузивные ассоциации Фишерского комплекса

Среднерифейские метаинтрузивы Фишерского комплекса по вещественным и возрастным признакам разделены на раннюю габбро-диорит-плагиогранитную и позднюю габбро-гранит-сиенитовую ассоциации. Интрузивные породы несут наряду с вулканитами следы явного метаморфического воздействия, однако в дальнейших описаниях приставка «мета» из названий пород убрана с целью упрощения.

Габбро-диорит-плагиогранитная ассоциация на массиве Фишер представлена группой сопряженных или самостоятельных тел варьирующего состава: габброиды и габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. По площади развития преобладают габброиды и диориты. Массив Уиллинг почти целиком сложен интрузивными телами обеих ассоциаций, но при доминировании первой. Она представлена наиболее крупным плутоном расслоенных габброидов (плутон «Уиллинг») и крупным интрузивом тоналит-плагиогранитного состава, а также штоками габброидов, жилами и дайками метабазитов (амфиболитов), кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов. В Скалах Нильссон ассоциация представлена преимущественно габброидами, тогда как диориты и плагиогранитоиды развиты весьма ограниченно. Кроме того, здесь обнаружены несколько мелких тел ультраосновного состава, также включенных в состав рассматриваемой ассоциации.

Для габброидов большинства сравнительно крупных плутонов характерна хорошо выраженная вещественная дифференциация, проявленная в форме видимой и скрытой расслоенности. Наиболее крупным и подробно изученным в этом ряду является плутон «Уиллинг», слагающий целиком восточную половину одноименного горного массива. Максимальные размеры обнаженной части плутона составляют 3,8×7,6 км, а по данным аэромагнитной съемки интрузив представляет собой изометричное тело диаметром 10–12 км, большая часть которого перекрыта ледником. Истинная мощность обнаженной части плутона составляет не менее 3135 м. Sm-Nd исследования по валовым пробам габброидов показали возраст 1233±160 млн. лет *(Mikhalsky et al., 1993)*; по орто- и клинопироксену тем же методом получен возраст 1292±67 млн. лет (неопубликованные данные). U-Pb датирование по циркону из метагабброида плутона «Уиллинг» указывает на кристаллизацию пород на рубеже 1238±32 млн. лет и наложенное термальное событие на рубеже 800 млн. лет назад *(TIMS; Лайба и Михальский, 1999)*.

Диориты, тоналиты и плагиограниты также формирует довольно крупные интрузивные тела, как правило, многофазного состава. Это тоналит-плагиогранитный плутон (4×7 км) на массиве Уиллинг, диорит-тоналит-плагиогранитный плутон (2,5×8 км) на массиве Фишер и другие. Как крупные, так и мелкие тела ориентированны в целом конкордатно с генеральным залеганием вмещающих толщ, каковыми являются осадочно-вулканогенные толщи и интрузивные габброиды. По взаимным соотношениям устанавливается последовательность внедрения: диориты (кварцевые диориты) – тоналиты – плагиограниты. U-Pb определения по цирконам из метатоналитов массива Уиллинг показали возраст 1177±16 млн. лет *(Mikhalsky et al., 1999)*, который в первом приближении может рассматриваться как возраст внедрения.

Анализ химических составов интрузивных пород габбро-диорит-плагиогранитной ассоциации позволил выделить, по крайней мере, две крупных геохимических группы (серии), отличные по соотношениям щелочей и других элементов. Эти группы, принадлежат соответственно к натровой и к калиево-натровой сериям. Судя по прямым и косвенным геологическим данным, становление каждой из них начиналось с внедрения габброидных дифференцированных плутонов и заканчивалось образованием плагиогранитных интрузивов и жил различных составов. Наличие петрохимических интрузивных серий, достаточно хорошо коррелируемых со сходными сериями в вулканических породах, подтверждает их общую вещественную и генетическую связь.

Габбро-гранит-сиенитовая ассоциация развита менее широко по сравнению с ранней. Она включает субщелочные габброиды, трахидолериты, нормальные и субщелочные граниты, гранодиориты и сиениты. Судя по вещественным особенностям и пространственной сопряженности, эти магматиты также составляют родственную интрузивную ассоциацию.

Субщелочные метагабброиды известны только в Скалах Нильссон, где слагают несколько тел и мелких штоков, прорывающих породы метаморфической свиты. Наиболее крупные тела (до 500 м в поперечнике) имеют неправильные формы, а мелкие линзовидные тела ориентированы согласно со структурой вмещающих пород. Метатрахидолериты в форме редких и маломощных даек были обнаружены на массивах Фишер и Уиллинг. Они интрудированы как в осадочно-вулкангогенные толщи, так и в габброидные плутоны.

Метаморфизованные граниты и субщелочные граниты в форме небольших тел, штоков и многочисленных жил развиты на большинстве горных массивов. Размеры наиболее крупных тел достигают 1×2,8 км. U-Pb определения по циркону из гранитов показали конкордатный возраст 1194±1 млн. лет, интерпретируемый как возраст внедрения *(Лайба, 2000)*. Все граниты данной группы имеют практически однотипные химические составы, подтверждающие их вещественно-генетическую и возрастную однородность. Они относятся преимущественно к калиевой серии, а по сумме щелочей (7,5-9%) большей частью относятся к субщелочному ряду.

Метаморфизованные сиениты слагают субщелочной многофазный плутон, занимающий целиком горный массив Коллинс. (рис. 2). По данным аэромагнитной съемки реальные размеры интрузива достигают 5×14 км. В составе плутона выделено пять интрузивных фаз и многообразный прорывающий жильный комплекс. Интрузивные фазы включают (от ранних к поздним): 1) субщелочные диориты, 2) монцодиориты, 3) сиениты, 4) граниты, 5) субщелочные габброиды. По объему развития преобладают породы первой и третьей интрузивных фаз. Широко развитый (до 10% от объема всех фаз) поздний жильный комплекс насчитывает шесть групп различных монцодиоритов и трахидолеритов, которые секут все без исключения породы интрузивных фаз. U-Pb изотопные определения по интрузивным и жильным фазам показали соответственно рубежи 1250 и 1220 млн. лет, интерпретируемые как возрасты внедрения *(Лайба и др., 2001)*.

5. Метаморфизм и складчатые деформации

Анализ метаморфических преобразований, выявленных на всех горных массивах, входящих в Фишерскую область, позволил выделить в общей сложности три этапа регионального метаморфизма. Главный этап метаморфических преобразований достигал условий эпидот-амфиболитовой фации (T=480-585°C, P=2–3 кбар) в центральной части массиве Фишер и условий гранат-амфиболитовой фации (T$\geqslant$600°C, P$\geqslant$6 кбар) на массивах Уиллинг, Коллинс и Скалы Нильссон. По-видимому, он протекал в две стадии или даже составлял два самостоятельных этапа M_1 и M_2 на рубежах 1110 и 1000 млн. лет *(Mikhalsky et al., 1993, 1999)*. Третий этап M_3 соответствовал зеленосланцевой фации и достигал условий субфации высоких (330-460°C) температур и низких- средних давлений в период 870–810 млн. лет *(Лайба, 2000)*.

Выделено соответственно не менее трех последовательных этапов пластических деформаций пород Фишерской области. Наиболее ранний этап D_1 связан с формированием мелкой дисгармоничной складчатости F_1, имевшей место, по-видимому, одновременно с метаморфизмом M_1. Этап D_2 являлся наиболее значительным в Фишерской области. С ним связано формирование основной складчатости, выраженной в образовании крупных открытых складок с амплитудами 5–15 км и крутопадающими на северо-запад осевыми поверхностями, осложненных складками второго порядка. По-видимому, складчатость F_2 сформировалась в результате бокового сжатия в период перестройки (закрытия?) фишерской структуры. Этап деформаций D_2 коррелируется со вторым этапом метаморфизма M2.

Этап D_3 выражен в образовании в приразломных зонах локальной складчатости F_3, многочисленных зон рассланцевания, бластомилонитизации и структур типа вязких разломов («shear zones»). Возможно, деформации этапа D_3 сопровождались метаморфизмом M_3 на рубеже около 800 млн. лет назад. Не исключено, что некоторые деформации данного этапа имели место позднее, в период кембрийской активизации (550–500 млн. лет), проявленной, в частности, на массиве Мередит. В дальнейшем Фишерская структура выступала как жесткий блок, испытывавший лишь хрупкие разрывные деформации в период мезозойского рифтогенеза и неотектонической активизации.

6. Палеотектоническая (геодинамическая) обстановка

Возраст и пространственное положение Фишерского комплекса определенно привязывают его к протерозойскому подвижному поясу, протягивающемуся вдоль всего побережья Восточной Антарктиды от Земли Королевы Мод до островов Уиндмилл. Данная структура, так называемый Циркумантарктический подвижный пояс, является в свою очередь составной частью глобальной гренвильской системы подвижных поясов *(Dalziel, 1991)*. Существует предположение о том, что он развивался как краевой вулканно-плутонический пояс, сформированный последовательной аккрецией ювенильных вулканических и магматических дуг на интервале 1500–1050 млн. лет назад (Михальский, 2007, 2008). Наиболее вероятными палеотектоническими обстановками (геодинамическими моделями) для формирования Фишерской вулкано-плутонической структуры могут быть по существу только две: а) конвергентная и б) рифтогенная.

Геологические особенности Фишерской зоны, такие как очевидная локальность развития, значительные мощности вскрытых осадочно-вулканогенных толщ (до 10 км), преобладающий базальт-андезитовый вулканизм, наличие многочисленных и разнообразных по составу интрузивов, наложенная складчатость, вызванная по всей вероятности боковым сжатием, позволяют отождествлять Фишерскую палеоструктуру со структурами типа надсубдукционных островных и магматических дуг. Подобные пояса известны, начиная с раннего протерозоя *(Хаин и Божко, 1988)*. Особенности вещественного состава магматических пород Фишерского комплекса подтверждают высказанное суждение. Фишерские метавулканиты включают широкий диапазон составов при явном преобладании андезитов, включая типично толеитовые составы островодужного типа. Для вулканитов характерен общий тренд вещественной эволюции от толеитовых к известково-щелочным и умеренно-щелочным петрохимическим сериям. Отсутствие отрицательной аномалии Nb на диаграмме нормированных содержаний микрокомпонентов в большинстве базальтоидов, при отчетливой обогащенности крупноионными элементами, определяется незначительными концентрациями легких редкоземельных элементов. Это может быть следствием особенностей фактора метасоматизации мантийного клина в надсубдукционных условиях. В частности, пониженные концентрации легких редкоземельных элементов могут указывать на ограниченное вовлечение осадочного вещества при преобладающем воздействии жильных образований. В целом указанные вещественные особенности типичны для магм, произведенных в конвергентных условиях плитной окраины *(Богатиков и др., 1987 а)*. Состав и строение плутонических изученных ассоциаций близки к таковым для вышеуказанных вулкано-плутонических поясов.

Тройные вариационные диаграммы: Zr/4-2Nb-Y *(Meschede, 1986)*, Ti/100-3Y *(Pearce & Cann, 1973)* и 10MnO-TiO2-10P2O5 *(Mullen, 1983)* (не представлены) показывают, что фишерские метабазальты обоих геохимических типов образуют поля, частично перекрывающие области островодужных базальтов (IAB) и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), но отчетливо лежащие вне области внутриплитных базальтов. Средние породы вулканических групп A1 и A2 также имеют островодужные известково-щелочные характеристики. Кроме того, кислые метавулканиты типа A2 имеют низкие содержания Rb, Y и Nb, более характерные для гранитоидов островных дуг, чем для пород коллизионных, внутриплитных или океанических хребтов – по классификации *(Pearce et al., 1984)*. Наконец, все интрузивные граниты поздней ассоциации по аналогичным соотношениям Y, Nb и Rb имеют составы островодужного типа. При этом субщелочной многофазный плутон массива Коллинс уже соотносим с позднеорогенной (коллизионной) монцонит-гранодиорит-сиенитовой формацией *(по Богатикову и др., 1987 б)*.

Рифтогенный генезис Фишерского вулкано-плутонического комплекса менее предпочтителен как по вещественным, так и по геологическим аспектам. Рифтогенные вулканические серии обычно составлены из бимодального ряда, а не базальт-андезитового, как в Фишерском комплексе; в геохимическом плане для них характерны внутриплитные щелочные серии пород, а не близкие к островодужным серии с трендом от толеитовых к известково-щелочным. В пользу рифтогенного генезиса Фишерской структуры *(Mikhalsky et al., 1992)* может свидетельствовать, пожалуй, только наличие расслоенных габброидных плутонов, обычно связанных с внутриплитными и рифтогенными обстановками, и широкое распространение в сопредельных районах (оазис Вестфолль и Рукерская область) дайковых роев основного состава, имеющих сопоставимый с Фишерским комплексом возраст. Однако в некоторых случаях интрузивы расслоенных габброидов приурочены к нестабильным геодинамическим обстановкам или к зонам преимущественного сжатия. В этих случаях они кристаллизуются до или одновременно со складчатыми или разрывными деформациями, например, в фанерозойских геосинклинальных областях или в мезо-кайнозойских активных континентальных окраинах (массивы Златогорский и Лысогорский в каледонидах Северного Казахстана и Западного Саяна; массив Гваделупа в североамериканских Кордильерах) *(Михайлов и др., 1971; Андреева и др., 1985; Кузнецов, 1989)*.

Таким образом, геологические, вещественные и возрастные особенности магматитов Фишерской области показывают, что последняя, по-видимому, представляет собой фрагмент конвергентной палеоструктуры гренвильской тектонической эпохи. Это могла быть надсубдукционная зона, образованная вначале по типу океанической островной дуги (продукты нижних существенно натровых свит), затем эволюционировавшая в зрелую вулканическую или магматическую дугу с причленением к континенту (вулканические продукты верхней калиево-натровой свиты плюс ранняя интрузивная ассоциация), и завершившая свое развитие по типу активной континентальной окраины и зоны коллизии (поздняя интрузивная ассоциация). Развитие этой геодинамической системы происходило на интервале 1300–1200 млн. лет назад. Возможно, что на интервале времени 1100–1000 млн. лет назад развивалась сходная система или происходила активизация структур более раннего заложения, на что указывают датировки в этом диапазоне, полученные для основных кристаллических сланцев и тоналитовых гнейсов в восточном борту шельфового ледника Эймери *(Михальский и др., 2006)* и массива Шо *(Маслов и др., 2007)*.

Область развития Фишерского комплекса, возможно, продолжается к северо-востоку, пересекая рифтовую долину ледников Ламберта – Эймери. В восточном борту указанных ледников на небольших горных выходах выявлены метаморфические толщи, имеющие определенное вещественное и возрастное сходство с образованиями Фишерского комплекса. Так для парагнейсовых свит этого региона (Робертсон и Маннинг) реконструируются терригенные и вулканогенные (базальт-андезитовые) первичные составы, а ортогнейсовая свита Пиккеринг с возрастом протолита не менее 1100 млн. лет довольно хорошо коррелируется с породами габбро-диорит-плагиогранитной ассоциации *(Лайба и Кудрявцев, 2006; Михальский и др., 2006)*.

7. Корреляция со сходными структурами

На антарктическом континенте образования Фишерского комплекса наиболее хорошо сопоставляются с вулканогенными породами гор Сер-Роннане Земли Королевы Мод (примерно в 1500 км к западу от гор Принс-Чарльз) *(Лайба, 2000; Лайба, 2000; Михальский, 2007)*. Геологические формации Земли Королевы Мод также входят в региональную структуру Циркумантарктического подвижного пояса, составной частью которого является и Фишерский комплекс. Супракрустальная серия гор Сер-Роннане, метаморфизованная в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, состоит из различных гнейсов и плагиогнейсов, амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев, биотитовых амфиболитов, кальцифиров, мраморов и кварцитов. В наименее метаморфизованных породах различимы магматические (эффузивные) структуры. Для большинства метаморфитов реконструируется вулканогенный и осадочный генезис. Метаэффузивы прорваны мощными метаморфизованными жилами тоналитов, возможно, когенетичными аналогами первых *(Иванов и Каменев, 1990)*. Позднейшие исследователи разделили супракрустальные породы гор Сер-Роннане на шесть толщ с выделением по геохимическим данным вулканитов океанического, островодужного и окраинно-материкового типа, а также аккреционных осадков. Протолиты вулканических пород были образованы до 1000 млн. лет *(Osanai et al., 1992)*. Модельные Sm-Nd возраста TDM – источника вулканогенных пород – составляют 1100–1290 млн. лет *(Shiraisi & Kagami, 1992)*. Предполагается, что осадочно-вулканогенные формации центральной части гор Сер-Роннане были сформированы условиях надсубдукционного режима. И это является наиболее важным сближающим признаком для двух сопоставляемых областей: Фишерской и Сер-Роннане. Следовательно, можно достаточно уверенно предполагать для некоторых областей Циркумантарктического подвижного пояса палеотектонические обстановки близкие или соответствующие конвергентным в период 1300-1100 млн. лет.

Фишерские образования по возрасту, составу и типу развития могут быть сопоставлены со среднерифейскими комплексами других континентов Гондваны, в частности, с рифейским подвижным поясом Олбани-Фрэзер (Albany-Fraser Orogen), развитом на юго-западе Австралии. Комплекс Фрэзер состоит из нескольких тектонических пластин и массивов, сложенных мафическими метаморфическими породами. Исходя из составов, реконструируются древние вулканические дуги, заложенные в энсиматических условиях, а геохимические особенности пород свидетельствуют о существенном влиянии субдукционных процессов *(Nelson et al., 1995)*. Возраст заложения и развития пояса Олбани-Фрэзер – 1350–1140 млн. лет *(Clark et al., 2000)* – практически идентичен с рубежами развития Фишерского комплекса.

Фишерский комплекс также может быть довольно хорошо сопоставлен со среднерифейскими вулканогенными формациями Аравийско-Нубийской области, в меньшей степени с формациями Мавритано-Сенегальского пояса и провинции Наталь в южной Африке *(Greenwood et al., 1976; Al-Shanti & Gass, 1983, Thomas et al., 1999)*, а также с некоторыми более молодыми структурами Казахстана, Тянь-Шаня и Забайкалья. Развитие Фишерского комплекса может отражать одну из ранних ступеней формирования суперконтинента Родиния на аккреционной стадии существования отдельных неконсолидированных блоков литосферы.

Список литературы

Андреева Е.Д., Богатиков О.А., Борсук А.М. и др., 1985. Магматические горные породы, том 1: Основные магматические породы. М., Наука, 485 с.

Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др., 1987 а. Магматические горные породы, том 6: Эволюция магматизма в истории Земли. Москва, Наука, 438 с.

Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др., 1987 б. Магматические горные породы, том 4: Кислые и средние породы. М., Наука, 373 с.

Гонжуров Н.А., Лайба А.А., 2009. Гренвильские и пан-африканские тектоно-термальные события в центральной части гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида. Материалы 42 Тектонического совещания, том 1. М., ГЕОС, с. 143–147.

Иванов В.Л., Каменев Е.Н. (ред.), 1990. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М., Недра, 232 с.

Каменев Е.Н., Семёнов В.С., 2008. Тектонические провинции Восточной Антарктиды. В кн.: 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сборник научных трудов. Санкт-Петербург, ВНИИОкеангеология, С. 339–350.

Красников Н.Н., Федоров Л.В., 1992. Геологическое строение массива Фишер. Изв. АН СССР, сер.геол., 8, с. 123–134.

Крылов Д.П., Крутикова С.В., 1994. Зеленокаменная ассоциация пород массива Фишер, горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида. Петрология, том 2, № 3, с. 305–310.

Кузнецов Ю.А., 1989. Избранные труды, том 2: Главные типы магматических формаций. Новосибирск, Наука, 392 с.

Лайба А.А., Михальский Е.В., 1999. Габброиды массива Уиллинг, Восточная Антарктида: расслоенная интрузия в протерозойском подвижном поясе, геологическое строение и вещественный состав. – Петрология, том 7, №1, с. 35–57.

Лайба А.А., 2000. Строение протерозойского вулкано-плутонического комплекса центральной части гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида. Автореферат дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. СПбГУ, 23 с.

Лайба А.А, Масолов В.Н., Лейченков Г.Л. и др., 2001. Основные черты геологического строения региона гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) по результатам исследований 1970-2000 гг. Сб. Полярные области земли: Геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда (Рабочие материалы международной конференции 1-3 ноября 2001). С.-Петербург, с. 194–195.

Лайба А.А., Михальский Е.В., 2001. Мезопротерозойские вулканические и плутонические ассоциации гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) как индикаторы древних геодинамических режимов. Сб. Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия (материалы совещания 4-6 июня 2001), Иркутск, с. 128–131.

Лайба А.А., Воробьев Д.М., Гонжуров Н.А., Мельник А.Ю., 2001. Субщелочной многофазный плутон массива Коллинс (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида): результаты новейших исследований. Сб. Полярные области земли: Геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда (Рабочие материалы международной конференции 1-3 ноября 2001). СПб, с. 193–194.

Лайба А.А, Кудрявцев И.В., 2006. Геологическое строение восточного борта шельфового ледника Эймери. СПб, ВНИИО, с. 33–53.

Лайба А.А., Гонжуров Н.А., 2006. Геологическое строение массива Мередит (горы Принс-Чарльз) по результатам работ 49 РАЭ. СПб, ВНИИО, с. 8–32.

Маслов В.А., Воробьев Д.М., Беляцкий Б.В. 2007. Геологическое строение и эволюция массива Шо, горы Принс-Чарльз (Восточная Антарктида). Проблемы Арктики и Антарктики. №76. С. 137–153.

Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф., 1971. Петрография Центрального Казахстана, том 2: Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. М., Недра.

Михальский Е.В., 1993. Петрохимическая характеристика изверженных пород массива Фишер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида). – Сб. Антарктика, вып. 32, 41–57 с.

Михальский Е.В., 2007. Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и геодинамические условия формирования. Бюллетень МОИП, отдел геол. Т. 82. № 5. С. 3–18.

Михальский Е.В., 2008. Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое-раннем палеозое. Геотектоника. № 6. С. 1–23.

Михальский Е.В., Лайба А.А., Беляцкий Б.В., 2006. Возраст и некоторые черты вещественного состава горных пород массива Мередит и восточного побережья шельфового ледника Эймери. СПб, ВНИИО, с. 66-93.

Равич М.Г., Соловьев Д.С., Федоров Л.В., 1978. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида). Л., Гидрометеоиздат, 229 с.

Соловьев Д.С., 1971. Геологическое строение горного обрамления ледников Ламберта и Эймери. – Сб. Антарктика. Доклады комиссии. М., Наука, с. 89–101.

Хаин В.Е., Божко, 1988. Историческая геотектоника. Докембрий. М., Недра, 381 с.

Al-Shanti A.M., Gass I.G., 1983. The Upper Proterozoic ophiolite melange zones of the easternmost Arabian Shield. – J. Geol. Soc., London, vol. 140 № 6, pp. 867-876.

Beliatsky B.V., Laiba A.A., Mikhalsky E.V., 1994. U-Pb zircon age of metavolcanics from Fisher Massif (Prince Charles Mountains), «Antarctic Science», 6 (3), pp.355–358.

Clark D.J., Hensen B.J., Kinny P.D, 2000. Geochemical constraints for a two-stage history of the Albany-Fraser Orogen, Western Australia // Prec. Res., V. 102. P. 155183.

Dalziel I.W.D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. Geology, 19, pp. 598–601.

Greenwood W., Anderson R.E., Fleck R.J. & Schmidt D.L., 1976. Late Proterozoic cratonization in South-Western Saudi Arabia. - Phil. Trans. Soc., London, A. 280, p. 517–527.

Kinny P.D., Black L.P., Sheraton J.W, 1997. Zircon U-Pb ages and geochemistry of igneous and metamorphic rocks in the northern Prince Charles Mountains, Antarctica. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 16 (5), p. 637–654.

Meschede M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56, pp. 207–218.

Mikhalsky E.V., Andronikov A.V., Belyatsky B.V., 1992. Mafic igneous suites in the Lambert-Amery rift zone. In: Yoshida Y., Kaminuma K., Shiraishi K. (Eds.) Recent progress in Antarctic Earth Sciences. Terrapub, Tokyo, pp. 173–178.

Mikhalsky E.V., Andronikov A.V., Beliatsky B.V. & Kamenev E.N. 1993. Mafic and ultramafic igneous suites in the Lambert-Amery rift zone. In: Findlay R.H., Unrug R., Banks M.R. & Veevers J.J. (eds.), Gondwana Eight. A.A.Balkema, Rotterdam, P. 541–546.

Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Beliatsky B.V., 1996. Geochemistry and origin of Mesoproterozoic metavolcanic rocks from Fisher Massif, Prince Charles Mountains, East Antarctica. Antarctica Science 8, London, pp. 85–104.

Mikhalsky E.V., Laiba A.A., Beliatsky B.V. & Stuwe K., 1999. Geology, age and origin of the Mount Willing area (Prince Charles Mountains, East Antarctica). Antarctica Science 11 (3), London, pp. 338–352.

Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A. et al., 2001. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica. AGCO – Geoscience Australia, Canberra; Bulletin 247, pp. 1-210.

Mikhalsky E.V., Beliatsky B.V., Sheraton J.W., Roland N.W. 2006. Two distinct Precambrian terranes in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints. Gondwana Research. V. 9. P. 291–309.

Mullen E.D., 1983. MnO/TiO2/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 62, pp. 53–62.

Nelson D.R., Myers J.S. Nutman A.P, 1995. Chronology and evolution of the middle Proterozoic Albany-Fraser Orogen, Western Australia. Australian Journal of Earth Sciences. 42, 481–4

Osanai Y., Shiraishi K., Takahaski Y. et al., 1992. Geoshemical characteristics of metamorphic rocks from the Central S-r Rondane Mountains, East Antarctica. In: Recent Progress in Antarctic Earth Science (edited by Y. Yoshida). Tokio, pp. 17–27.

Pearce J.A. & Cann J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19, pp. 290–300.

Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, pp. 956–983.

Sheraton J.W., Tindle A.G., Tingey R.J., 1996. Geochemistry, origin, and tectonic setting of granitic rocks of the Prince Charles Mountains, Antarctica. AGSO Journal of Australian Geology & Geophisiks, 16 (3), p. 345–370.

Shiraishi K., Kagami H., 1992. Sm-Nd and Rb-Sr ages of metamorphic rocks from The S-r Rondane Mountains, East Antarctica. In: Recent Progress in Antarctic Earth Science (edited by Y. Yoshida). Tokio, pp. 29-35.

Thomas R.J., Cornell D.H., Armstrong R.A. 1999. Provenance age and metamorphic history of the Quha Formation, Natal Metamorphic Province: a U–Th–Pb zircon SHRIMP study. South African Journal of Geology. V. 102. P. 83–88.

Tingey R.J., 1991. The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica. In: Tingey R.J. (ed.) The Geology of Antarctica. Oxford, Clarendon Press, pp. 1–73.

Riphean volcanic-intrusive complex in the Prince Charles Mountains (East Antarctica): geological structure and palaeogeodynamic environments

A.A. Laiba[1], D.M. Vorobyev[1], N.A. Gonzhurov[1], E.V. Mikhalsky[2]

1 - Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE), St.-Petersburg, Lomonosov, Russia
2 - Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg, Russia

Abstract

Recent field and laboratory studies carried out in the frame of 3 IPY, including a review and integration of previously collected data, have greatly clarified the structure, composition and boundaries of the Riphean volcanic-plutonic complex (Fisher complex), serving a key region in general region grid. The sedimentary-volcanic succession comprises seven units with a total thickness of about 10 km. Their formation occurred at about 1300 Ma. The overall trend in the evolution of volcanic rocks has, in general, continuous-differentiated character: from basic to acid, from tholeiitic to calc-alkaline and moderately alkaline, from sodium to potassium, sodium and potassium rock types. Two intrusive associations may be distinguished: an early gabbro-diorite-plagiogranite and a late gabbro-granite-syenite. The early association was formed approximately at 1290-1260 Ma, and the later in the period between 1250-1195 Ma. The presence of petrochemical intrusive series, well correlated with similar series in the volcanic rocks suggests that they had common genetic features. In terms of regional geology the Fisher region is part of the Circum-Antarctic mobile belt – the largest structure of the East Antarctic craton. The Fisher region is apparently the most preserved area in the structure of this Proterozoic mobile belt and reflects one of the options of development at an early stage. Paleotectonic environment for the Fisher region corresponds with a subduction magmatic arc between 1300–1200 Ma.

Пролив Дрейка и море Скоша – океанские ворота Западной Антарктики.

Г.Б. Удинцев[1], А.Ф. Береснев[1], Н.А. Куренцова[1],
А.В. Кольцова[1], Л.Г. Доморацкая[1],
Г.В. Шенке[2], Н. Отт[2], М. Кёниг[2], В. Иокат[2],
В.Г. Бахмутов[3], В.Д. Соловьев[3], С.П. Левашов[4],
Н.А. Якимчук[4], И.Н. Корчагин[3]

1 – Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН,
Москва, Россия
2 – Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера,
Бремерхафен, Германия
3 – Институт геофизики НАНУ, Киев, Украина
4 – Институт прикладных проблем экологии, геофизики и геохимии,
Киев, Украина

Аннотация

Рельеф дна и геофизические параметры ложа пролива Дрейка и моря Скоша рассматривались во многих публикациях. Однако тектоника и геодинамика этого пояса до сих пор во многом неясны и находят противоречивые объяснения. Ложе пролива Дрейка и моря Скоша во многих работах рассматривается, как коллаж небольших фрагментов реликтового континентального моста и обширных океанических котловин, образованных в результате спрединга при крупномасштабных горизонтальных движениях литосферных плит. Авторы предлагают альтернативную гипотезу о поясе пролива Дрейка и ложа моря Скоша, как ареале крупных фрагментов континентального моста, испытавших базификацию и дробление в условиях умеренного растяжения и недолговечного локального рифтогенеза.

Введение

Рельеф дна и геофизические параметры ложа пролива Дрейка и котловины моря Скоша, в общем, изучены неплохо, за счет многократных пересечений исследовательскими судами и в специальных экспедициях, а также и методом спутниковой альтиметрии. Происхождение ложа океана в этой области рассматривалось во многих публикациях, однако единства в интерпретации накопленных данных всё же до сих пор нет, и нерешенными остаются многие вопросы. Тектоническая природа западной части дна моря Скоша хорошо демонстрируется Западным рифтогенным хребтом, а в восточной части Восточным за дуговым рифтом. Ложе пролива Дрейка и центральная часть ложа котловины моря Скоша интерпретируется, как внедрённый фрагмент Тихоокеанской плиты или как заново созданная океаническая плита, результат предполагаемого рифтогенеза. Выполненные нами в связи с МПГ исследования рельефа дна и другие геофизические исследования, в сочетании со сбором геологических образцов, привели нас к альтернативной гипотезе о существовании там обширного пояса реликтов континентального моста между Южной Америкой и Западной Антарктидой – палео-Земли Дрейка-Скоша..

Региональная геология

Пролив Дрейка и котловина моря Скоша представляют собой обширную впадину между континентальными массивами Южной Америки и Западной Антарктиды. Котловина моря Скоша обрамляется на востоке вулканической Южно-Сандвичевой дугой, а на западной стороне она открыта в проливе Дрейка в сторону Тихого океана (рис. 1). Это море получило своё географическое название в память о работах в 1901–1904 годах небольшого исследовательского судна «Скоша» («Scotia»), использовавшегося национальной шотландской Антарктической экспедицией, возглавляемой Вильямом Брюсом. Две мелководных банки в южной части котловины моря Скоша были названы в память о Вильяме Брюсе и о натуралисте его экспедиции Джеймсе Пири, как банка Брюса и банка Пири. Ещё одна банка в этой области была названа банкой Дискавери в память об английском исследовательском судне «Дискавери», чьим капитаном был Роберт Скот.

Тектоническое обрамление пролива Дрейка и моря Скоша хорошо показано на «Тектонической карте Дуги Скоша» *(Tectonic map of the Scotia Arc. BAS Misc. Sheets, scale 1:3 000 000, Cambridge, 1985)*. Анализ его дан в ряде публикаций *(Dalziel, Elliot, 1973, Barker, Dalziel, Storey, 1991, Barker, Thomas, 2006)*. Основные черты тектоники составляют континентальные блоки, Гондванские кратоны.

На северной стороне это Патагония с ороклином Патагонских Анд на западной окраине и с примыкающей к нему с востока вне-Андийской Патагонией. На острове Огненной Земли Андийский ороклин, вероятнее всего, не загибается к востоку, как это предполагалось ранее *(Suess, 1883)*, а обрублен серией разломов с горизонтальными смещениями к югу во время открытия пролива Дрейка в кайнозойское время (эоцен – олигоцен) *(Livermore, Eagles et al., 2004, Herve, Miller, Pimpirev, 2006)*.

Восточным продолжением вне-Андийской Патагонии являются Фолклендское плато с банкой Мориса Юинга, постепенно погружающееся в восточном направлении с переходом в поднятие Северо-Восточное Джорджия, лежащее к северу от острова Южная Джорджия *(Ludwig, 1983, Ludwig, Rabinowitz, 1982, Ludwig et al. 1978, Kristoffersen, LaBrecque, 1991, Ciesielski, Kristofferson et al., 1991)* и в поднятие Ислас-Оркадас далее к востоку в районе между 30° и 24° з.д. *(Raymond, LaBrecque, Kristofferson, 1991)*.

На южной стороне – это Антарктический полуостров с лежащим восточнее него Южно-Оркнейским микроконтинентом. Южный борт пролива Дрейка, Антарктический полуостров с примыкающими к нему островами, рассматривается как очевидное продолжение Патагонских Анд *(Herve, Miller, Pimpirev, 2006)*. Осевая часть его ороклина сложена плутонами Юры и гранитоидными батолитами конца Мела – начала Палеогена. Они обрамляются с востока и с запада прорванными ими палеозойско-мезозойскими осадочными толщами. На восточном фланге полуострова они представлены триасовыми турбидитами с включениями метабазитов полуострова Тринити а на западном – мезозойскими конгломератами и турбидитами западной части острова Александра I, перекрытыми вулканитами островодужного типа.

Наиболее яркой морфоструктурой исследуемой области является Дуга Скоша, окружающая это море с трёх сторон – с севера, с востока и с юга. Геология Дуги Скоша не похожа на геологию классических островных дуг Огненного Тихоокеанского кольца. Северный и Южный хребты Дуги Скоша образованы системами тектонических блоков – отщепенцев соседних докембрийских Гондванских кратонов. Только восточная часть дуги, связывающая северный и южный хребты, и ограничивающая море Скоша от Атлантического океана, подобна большинству островных дуг Тихоокеанского пояса. Это вулканическая Южно-Сандвичева дуга. Она очень молода. Её возраст от 0,7 до 4 миллионов лет *(Tectonic map of the Scotia Arc, 1985).*

Северный хребет Скоша отделён от обширного докембрийского кратона вне-Андийской Патагонии узким Фолклендским трогом. Глубины трога меньше типичных океанических глубин, и дно его подстилается, предположительно, утонённой континентальной корой *(Ewing J.I., 1971, Lorenzo, Mutter, 1988).* Геология фрагментов северной ветви Дуги Скоша – Северного хребта Скоша – банки Бёрдвуд, блоков Блейк, Аврора, Скал Шаг и острова Южная Джорджия, идентична геологии верхних слоев Фолклендского плато, банки Мориса Юинга, поднятий Северо-Восточное Джорджия и Ислас Оркадас. Они сложены мезозойскими мелководными осадочными породами с возрастом от верхней юры до нижнего мела, перекрывающими докембрийский фундамент *(Dalziel, Elliott, 1973, Barker, Dalziel, Storey, 1991).*

Южная ветвь Дуги Скоша – хребет Южный Скоша, включающий Южно-Оркнейский микроконтинент, подобна по своей структуре хребту Северный Скоша. Все морфоструктурные блоки этого хребта являются, вероятнее всего, фрагментами Гондванского докембрийского кратона Западной Антарктиды. Наиболее хорошо сохранились его домезозойские структуры в крупном микроконтинентальном блоке Южно-Оркнейских островов.

Примечательной чертой хребта Южный Скоша и Антарктического полуострова является цепочка внедряющихся рифтов. Эти рифты можно рассматривать, как далеко протянувшееся на запад продолжение системы рифтов Американо-Антарктической ветви Южно-Атлантического срединно-океанического хребта. Внедрение этих рифтов отмечено интенсивным расщеплением восточной части хребта Южный Скоша, затухшим рифтом внутри микроконтинента Южно-Оркнейских островов *(Barker, Dalziel, Storey, 1991, King, Barker, 1988, Кавун, Винниковская, 1993)*, слабоактивным рифтом Гесперида к западу от этого микроконтинента. Далее к западу оно представлено активными Восточным и Западным рифтами Брансфилд *(Canals, Li Farran et al.,1996, Lawver, Sloan, Barker et.al., 1996, Galindo-Zaldivar, Jabaloy, Maldonado, Galdeano, 1996).*

Тыловые структуры хребта Южный Скоша осложнены сочетанием рифтогенеза с древним региональным спредингом в северной части моря Уэдделла *(Livermore, Hunter, 1966)*, а также диссипацией Транс-Антарктического рифта в южной части этого моря и уже отмершим локальным задуговым рифтом котловины Джейн, сопряжённым с палеодугой Джейн и молодой котловиной Пауэл *(King, Barker, 1988, King, Leitchenkov, Galindo-Zaldivar et al., 1997).* Однако вся эта мозаика структурных систем не маскирует остаточный континентальный фундамент блоков хребта Южный Скоша.

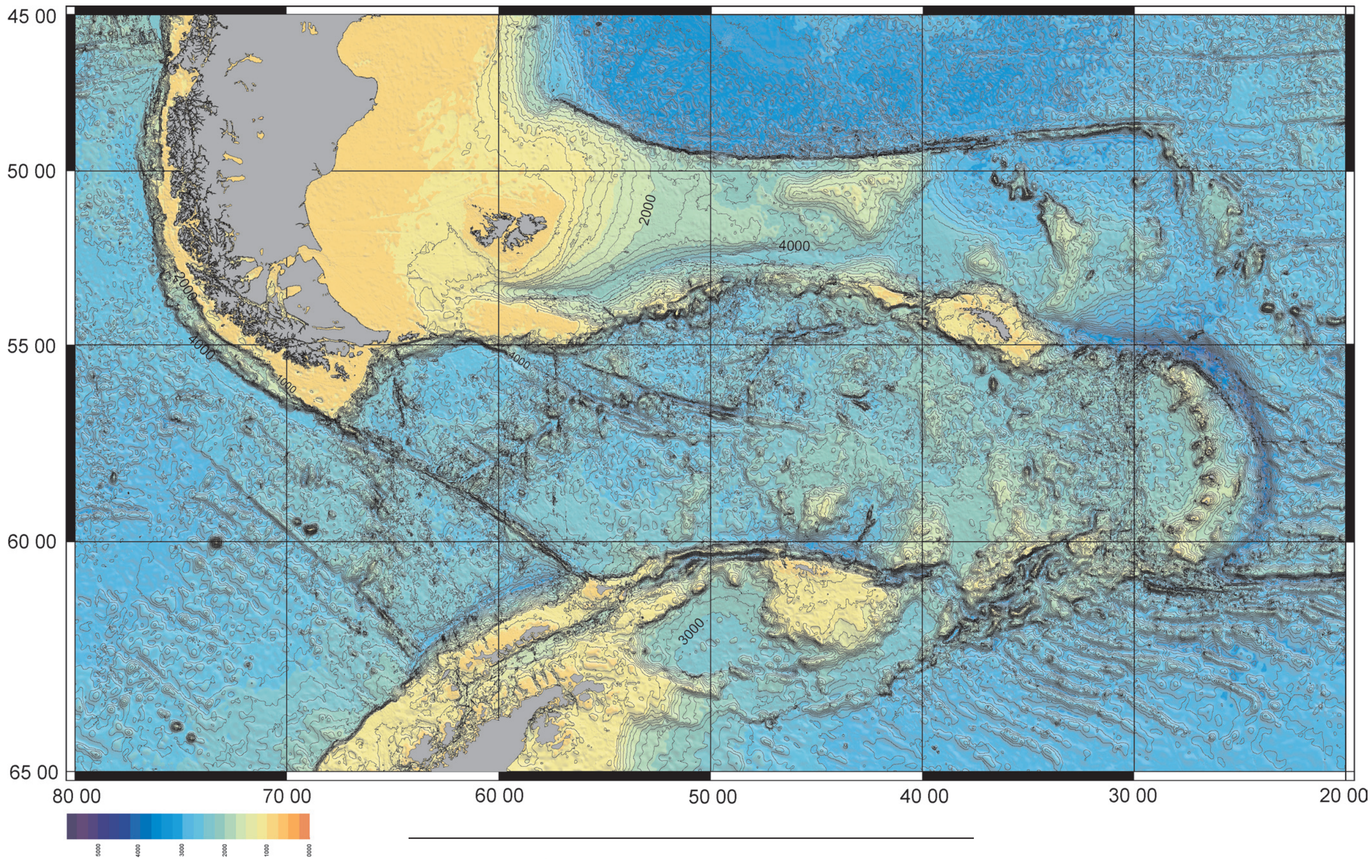
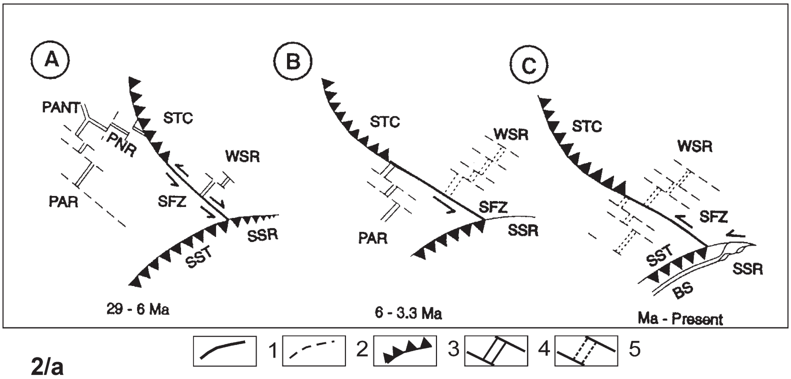
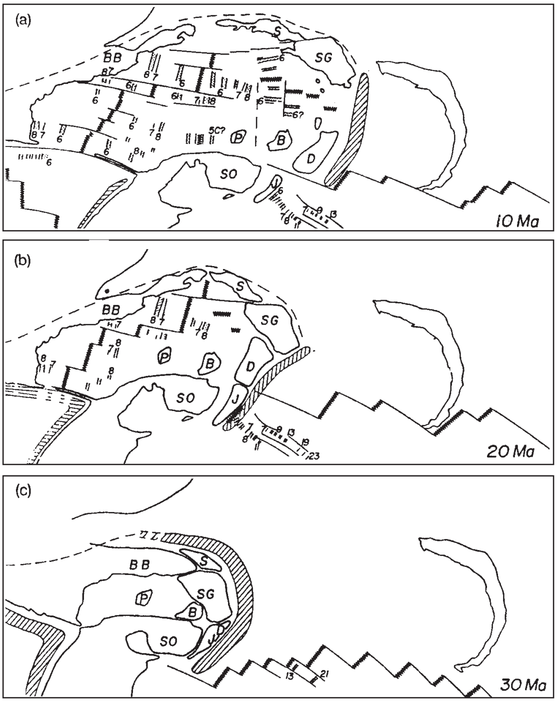


Рис. 1. Рельеф дна по Электронному атласу ГЕБКО, 2009.



2/a



2/б

Рис.2/а. Динамика развития пролива Дрейка (по Maldonado et al, 2000) Обозначения: 1 – важнейшие зоны разломов, 2 – трансформные разломы, 3 – зоны активной субдукции, 4 – оси активного спрединга, 5 – оси затухшего спрединга. BS – пролив Брансфилд, PANT – тройное сочленение рифтогенных хребтов Феникс/Антарктик/Наска, PAR – хребет Феникс/Антарктик, PNR – хребет Феникс/Наска, SFZ – зона разлома Шекклтона, SSR – хребет Южный Скоша, SST – Южно-Шетландский желоб, STC – Южно-Чилийский желоб, WSR – хребет Западный Скоша.

Рис. 2/б. Динамика развития моря Скоша (по Barker, Dalziel, Storey, 1991) Обозначения: B – банкаБрюса, BB – банка Бёрдвуд, D – банка Дискавери, J – банка Джейн, P – банка Пири, S – скалы Шаг, SG – о. Южная Джорджия, SO – Южно-Оркнейские о-ва.

Существующие представления о геодинамике пояса пролив Дрейка-море Скоша

Доступные батиметрические карты пролива Дрейка показывают в северной и средней части его невысокие поднятия с недостаточно четкой конфигурацией. Зато в южной части пролива очень четкие очертания демонстрирует Южно-Шетландский желоб, в котором многие авторы видят отражение процесса субдукции океанической литосферной плиты под окраину плиты Антарктического полуострова. В восточной части пролива Дрейка и западной части моря Скоша многими исследователями усматривались результаты развития рифтовых систем, вызванного раздвижениями литосферных плит. Действительно, в западной части моря Скоша рифтогенные морфоструктуры выражены достаточно ярко в форме рифтовых хребтов и трансформных разломов, с сопутствующей им системой линейных аномалий магнитного поля. Западный Рифт моря Скоша утыкается в зону разлома Шекклтона, рассматриваемую как трансформный разлом *(Maldonado, Balanya, Barnolas et al., 2000, 2007)*. Логичным является стремление многих авторов видеть в строении ложа пролива Дрейка также рифтогенные морфоструктуры в партнерстве с Южно-Шетландским желобом, как зоной субдукции. Отсутствие подобного желоба в северной части пролива Дрейка наводит на мысль об односторонней субдукции на юге и связанной с этим миграцией самого центра спрединга к югу. Система многочисленных, хотя и очень коротких линейных аномалий магнитного поля помогает исследователям реконструировать динамику предполагаемого процесса со спредингом в рифтовых зонах: хребтов Феникс-Наска и Феникс-Антарктик (рис. 2/а).

Центральная часть ложа котловины моря Скоша уже была отмечена, как относительно стабильная Центральная плита по её рельефу и полю силы тяжести, также как по малой сейсмической активности *(Livermore, McAdoo, Marks, 1993)*. Вероятно, по впечатлению об относительной стабильности, эта область дна моря Скоша меньше привлекала внимание исследователей, чем западная и восточная части его со свойственными им ярко выраженными чертами рифтогенной морфоструктуры. Известные здесь банки Пири, Брюс и Дискавери были сочтены мелкими осколками древнего континентального моста между Южной Америкой и Западной Антарктидой. Разрушение былого моста в области пролива Дрейка интерпретировалось, как результат крупномасштабных горизонтальных смещений континентальных плит, отмечаемых линейными магнитными аномалиями *(Barker et al., 1991)*. Центральная плита ложа моря Скоша представлялась мозаичным коллажем небольших континентальных фрагментов, представленных банками по южной периферии моря, и заново сформированными рифтогенными океаническими котловинами в средней и северной его частях (*Eagles, Livermore, Morris, 2006* (рис. 2/б).

Идея о возможности сохранения в центральной части моря большого фрагмента континентального моста была высказана, впрочем, без обоснования какими-либо новыми данными, Де Витом (De Wit, 1997).

Континентальные мосты в проливе Дрейка и в море Скоша, судя по истории формирования осадочного покрова в южной части Атлантического океана, были разрушены в интервале времени от 30 до 15 млн лет. Широко принятое представление о причинах разрушения интересующих нас континентальных мостов, это раздвижение литосферных плит Южной Америки и Западной

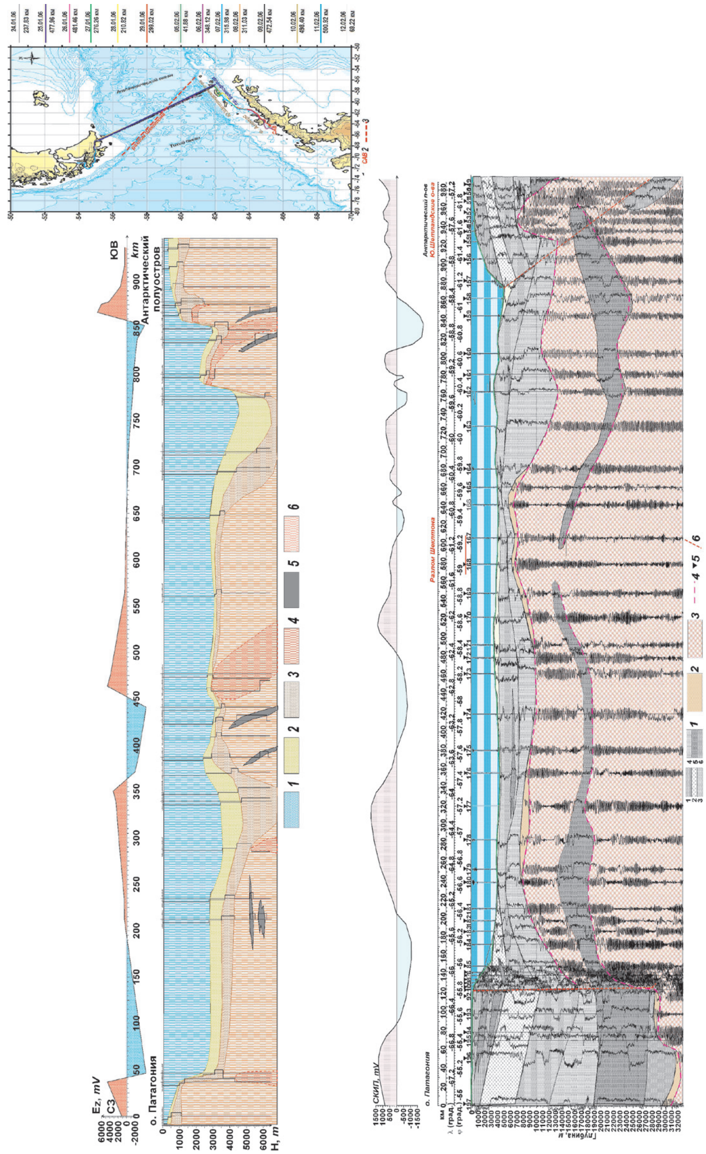


Рис. 3. а. Вертикальный разрез земной коры по данным Вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) вдоль профиля через пролив Дрейка. 1 – вода, 2 – первый осадочный слой пониженного геоэлектрического сопротивления (илы, глинистые, песчаные отложения), 3 – второй осадочный слой повышенного геоэлектрического сопротивления (зоны отложений обломочного материала, моренные отложения, зоны дробления верхней части фундамента), 4 – породы фундамента (ненарушенные) (эффузивные, интрузивные отложения), 5 – зоны повышенной поляризации и геоэлектрического сопротивления в теле фундамента (зоны даек), 6 – зоны пониженного геоэлектрического сопротивления в теле фундамента (зоны дробления). б. Геоэлектрический разрез вдоль профиля через пролив Дрейка по данным Становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и ВЭРЗ. 1 – комплекс эффузивных и кристаллических пород, 2 – породы переходного слоя кора-мантия, 3 – породы верхней мантии, 4 – граница Мохо, 5 – пункты БЭРЗ, 6 – тектонические нарушения.

Антарктиды. Прорыв вод из Тихого океана в Атлантику через открывшиеся ворота положил начало развитию Циркум-Антарктического течения *(Barker, Burrel, 1977)*.

Полученные авторами новые данные

Недостаток данных, собранных ранее по геоморфологии и тектонике ложа пролива Дрейка и Центральной плиты моря Скоша, важных для понимания процесса открытия океанских ворот, стимулировало наш интерес к рельефу, структуре, геофизическим параметрам и геологии этой области. В рамках российско-германской программы исследования геодинамики западной Антарктики в период 1994–2005 годов были предприняты в проливе Дрейка и в центральной части моря Скоша в пяти экспедициях – в двух рейсах НИС «Академик Борис Петров» и в трёх рейсах НИС «Поляршторн», а в 2004–2006 гг. в проливе Дрейка и на подводных окраинах Антарктического полуострова такие исследования велись в 9-й и 11-й Украинских Антарктических Экспедициях на НИС «Эрнст Кренкель» (2004), «Ushaqya» (2004), «Humboldt» (2006).

Пролив Дрейка

Исследования ложа пролива Дрейка и окраин Антарктического полуострова велись в 9-й и 11-й Украинских Антарктических Экспедициях путем эхолотирования, вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ), методом Становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и грави-магнитной съемки. Данные ВЭРЗ и СКИП свидетельствуют о крупной субвертикальной дислокации, фиксирующей переход от континента Южной Америки к океаническому ложу пролива Дрейка. Вблизи Антарктического полуострова, в зоне перехода океан–континент отмечены ступенчатые сбросы в пределах континентального склона. Там отсутствуют признаки активной субдукции, и осадочная толща, заполняющая Южно-Шетландский желоб, не имеет выраженной тенденции к погружению под Южно-Шетландские острова (рис. 3). Желоб мог сформироваться в результате воздействия вертикальных движений отдельных блоков Южно-Шетландских островов в условиях комплексного воздействия формирующегося рифта пролива Брансфилд *(Levashov, Yakymchuk, Korchagin et al., 2007/2008)*.

Южно-Шетландский желоб детально исследовался с применением многолучевого эхолотирования в экспедициях АНТ-15/2 и 19/5 на НИС «Поляршторн». Строение осадочного чехла в Южно-Шетландском желобе было выявлено в 29-м рейсе НИС «Академик Борис Петров» сейсмическим профилированием, и свидетельствует об относительной молодости желоба, как седиментационной ловушки (рис. 4). Ранее сброс осадочного материала со стороны островов беспрепятственно выносился на ложе пролива Дрейка *(Удинцев, Шенке, 2003)*.

К сожалению, у нас не было возможности выполнить детальные исследования рельефа ложа пролива Дрейка севернее Южно-Шетландского желоба. Поэтому мы вынуждены ориентироваться на анализ наиболее полного варианта электронного атласа ГЕБКО (2009). На батиметрической карте броса-

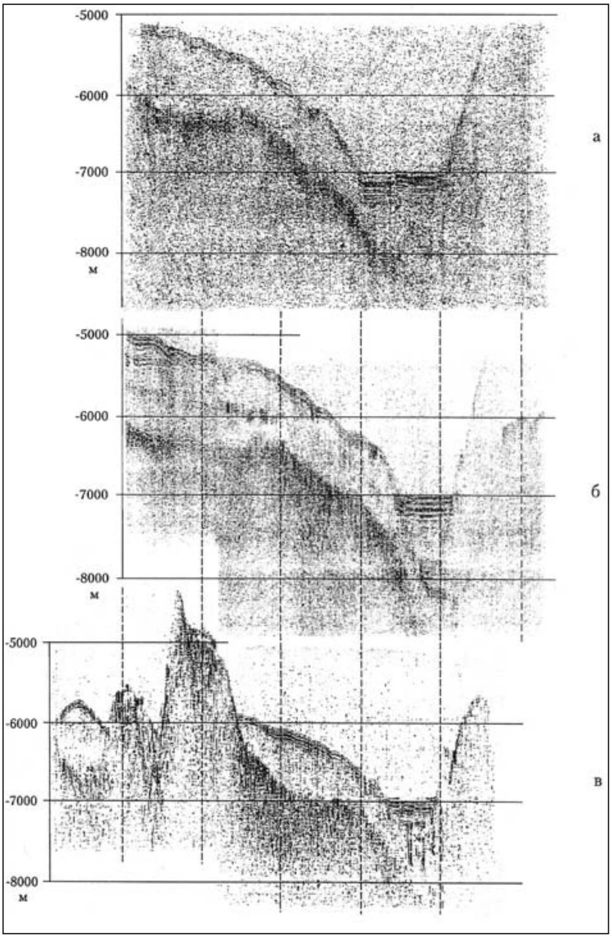


Рис. 4. Записи сейсмического профилирования через Южно-Шетландский желоб.
НИС «Академик Борис Петров»

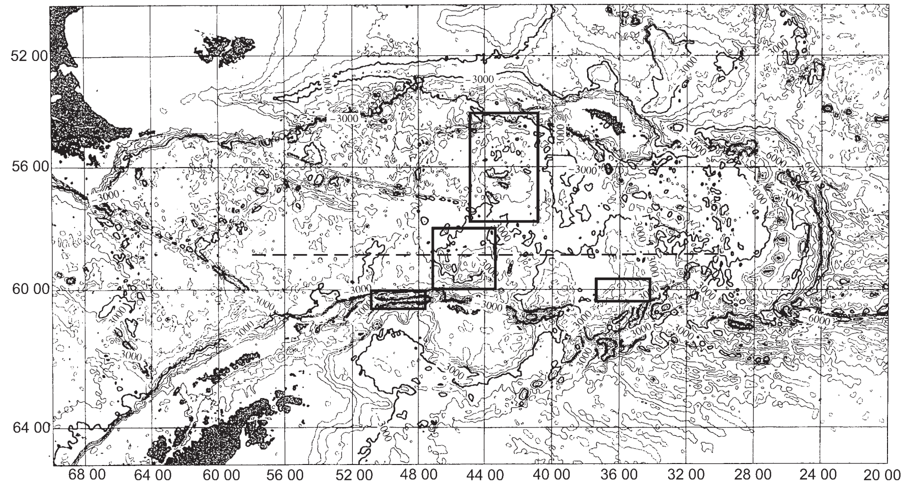


Рис. 5. Положение полигонов и разреза сейсмического профилирования по 59° ю.ш. в море Скоша, НИС «Академик Борис Петров»

ется в глаза явное выстраивание комплекса холмов и возвышенностей не в рифтогенную систему (рифтовые гряды и трансформные разломы), а скорее в продолжение раздробленного Андийского ороклина южной Патагонии, протягивающегося от южного выступа окраины Огненной Земли к южной части разлома Геро и западному окончанию Южно-Шетландского желоба. Разлом Геро, как и подобные ему разломы юго-западной части пролива, в сочетании с разломом Шекклтона, отражают, как нам кажется, сочетание тенденции дробления западного фланга Андийского ороклина и юго-западной окраины вне-Андийской Патагонии со ступенчатым погружением в юго-западном направлении до глубин порядка 4000 м. Эти глубины существенно меньше 5-6-километровых глубин, удаленных от континентального склона центральных частей морей Беллинсгаузена и Амундсена, но близки к глубинам центральной части моря Скоша. Фрагментарность обнаруживаемых здесь коротких линейных аномалий магнитного поля заставляет сомневаться в их генетической связи с рифтогенезом, и в правомерности геохронологической идентификации, учитывая вполне вероятную связь их с трещиноватостью жесткого фундамента. Такие особенности структуры аномального магнитного поля отмечались во многих областях Мирового океана *(Гордин, 2007)*.

Сведения о геологии фундамента пролива Дрейка крайне пока ещё очень ограничены. Две драгировки, выполненные английскими учеными – к западу от разлома Шекклтона и к востоку от него, показали присутствие базальтов, отнесенных к базальтам срединноокеанических рифтовых хребтов *(Saunders, Tarney, Weaver, Barker, 1982)*.

Впрочем, опубликованные этими авторами геохимические данные, позволяют отнести описываемые ими базальты к океаническим плато-базальтам, изливавшимся на поверхности коры континентального типа *(Фролова, Бурикова, 1997, 2002)*.

Западная часть котловины моря Скоша характеризуется хорошо развитой системой угасших рифтовых структур и трансформных разломов, наиболее протяженные из которых параллельны разлому Шекклтона. Однако оценка пространственных масштабов развития коры рифтогенного происхождения затруднительна, ибо рифтовый тип рельефа ограничен узкими осевыми грядами *(Livermore, McAdoo, Marks, 1993)*, а за их пределами развит холмистый рельеф. Его происхождение может быть связано с образованием полей трапповых базальтов или наследованием от жесткого древнего континентального фундамента.

Центральная часть ложа моря Скоша

В 1994–1996 гг. году в экспедициях 21-го и 29-го рейсов НИС «Академик Борис Петров», в соответствии с германским проектом геокинематического мониторинга в области Западной Антарктики, была создана опорная сеть геодезических станций в разных точках этой области. В экспедициях германского судна «Полярштерн» геокинематический мониторинг был продолжен. В экспедициях НИС «Академик Борис Петров», параллельно операции по основанию геодезической сети, велось многолучевое эхолотирование и сейсмическое профилирование в центральной части моря Скоша вдоль параллели 59 градуса южной широты, и полигонные исследования с отбором образцов пород в области хребта Южный Скоша и в южной части Центральной плиты моря Скоша, на банках Пири и Дискавери *(Галимов, Удинцев, Шенке и др.*

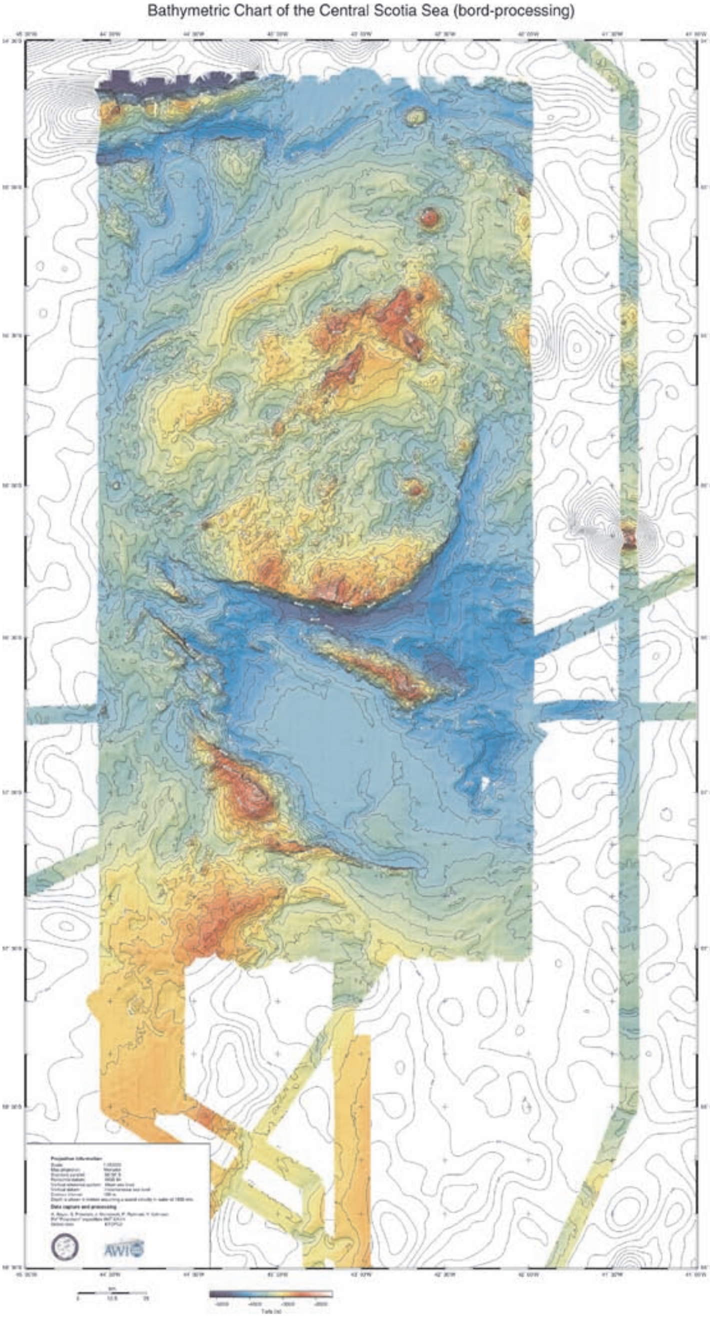


Рис. 6. Батиметрическая карта ппо данным многолучевого эхолотирования полигона в центральной части моря Скоша, исследовавшегося в экспедиции АНТ-22/4 на НИС «Поляриштерн».

1999, Удинцев, Шенке, 2004) (рис. 5). Во время экспедиции АНТ-19/5 НИС «Поларштерн» была выполнена детальная съемка рельефа дна и отбор проб на банке «Дискавери» *(Удинцев, Арнтц, Удинцев и др., 2003)*. В экспедиции АНТ-22/4 этого судна специальное детальное исследование рельефа дна и структуры магнитного поля на большом полигоне велось по галсам с перекрытием на 10 % между галсами в северной части Центральной плиты *(Schenke, Zenk, 2006)* (рис. 6).

Обработка данных судового промера в сочетании с данными спутниковой альтиметрии, позволила составить батиметрическую карту. Эта карта детальнее доступных ранее карт этой части моря.

Рельеф Центральной плиты теперь известен гораздо лучше, как в своих крупных чертах, так и в деталях. Банка Пири является пиком малой части вершинной поверхности протяжённого поднятия, оконтуренного вверху изобатой 1500 м, а в подножье склонов изобатой 3000 м. Мы называем его поднятием Пири. К северу от него в области от 58°40´ ю.ш. 57°30´ ю.ш. лежит равнинная терраса с глубинами менее 3200 м. Мы называем эту террасу плато Пири. К северу от 58°30´ю.ш. находится серия холмов и узких гребней на глубинах в интервале от 3200 до 3000 м в области, простирающейся до 56°30´ ю.ш.. Наиболее крупный и самый высокий холм в этой области поднимается до глубины менее 2500 м. Комплекс этих неровностей рельефа подобен краевой части другого большого поднятия, расположенного к северу от 56°30´ю.ш. Объединяя это поднятие с упомянутыми краевыми холмами, мы назвали его в целом возвышенностью Геттинген. Морфология этой возвышенности и её размеры в пределах изобаты 3300 м, а в верхней части с глубинами меньше 2500–2000 м, сходны с морфологией возвышенности Пири. Возвышенность Пири вместе с плато Пири и возвышенностью Геттинген рассматривается нами, как крупная морфоструктурная провинция. Мы предлагаем называть её провинция Пири-Геттинген. Её морфоструктура рассматривается нами, как примечательно отличающаяся от структуры рифтогенной провинции хребта Западный Скоша, лежащей к западу и примерно ограниченной линией, проводимой от острова Элефант, хребет Южный Скоша, в направлении на северо-восток к скалам Шаг хребта Северный Скоша. Провинция Пири-Геттинген может рассматриваться, как западная краевая система Центральной плиты. Северный предел этой провинции определяется глубоким желобом, назвать который было бы логично по соседнему блоку хребта Северный Скоша, увенчанному скалами Шаг – мы назовем его желобом Шаг. Южный предел провинции соответствует глубокому Южно-Оркнейскому желобу.

В пределах структуры возвышенности Геттинген находится грабен с широким, до 30 миль, трогом, получивший название по имени судна «Поларштерн». Высота его склонов достигает 1000–2000 м, а их крутизна 25°–30°. Особенно крут северный склон – его крутизна местами почти 50°. Узкие углубленные прогибы ложа трога, выровненного осадками, лежат в подножьях крутых склонов по обеим сторонам грабена. Их глубины достигают 4000–4500 м, в то время как глубины в центральной части трога порядка 3700–3800 м. Края поверхности возвышенности Геттинген по обоим краям трога поднимаются до глубин 2300–2200 м. Эти глубины соответствуют, по-видимому, былой поверхности купола в виде широкого свода, некогда нарушенного в центре силами растяжения, с последующим обрушением части купола и формированием грабена. Детальная батиметрическая карта показывает внутри северной части грабена небольшой трансверсивный гребень с глубинами порядка 2000-2500 м. К востоку от грабена обнаружена большая округлая депрессия, оконтуренная изобатой 3500 м. Это линзовидное углубление имеет диаметр 80–90 миль и глубина в его центре в точке 56°45´ю.ш. и 42°10´ з.д. примерно 4400 м. , отражая углубление относительно краев на 900 м. Сами края этого линзовидного углубления возвышаются над окружающим ложем морской котловины примерно на 100-200 м. Благодаря этому описываемое углубление дна в отличие от других впадин Центральной плиты имеет форму кратерной структуры. Было предложено назвать эту впадину котловиной Шотта, в память выдающегося германского океанографа. Диаметр этой круговой формы сопоставим с диаметром кратера Манагуан в Канаде и кратера Юкотанского полуострова в Мексиканском заливе. Кольцевая структура впадины Шотта производит впечатление наложенной на восточную часть трога грабена Полярштерн. Следовательно, она была создана уже после возникновения грабена.

Безусловно, крупные морфоструктуры и интенсивные дислокации, показанные на новейшей детальной батиметрической карте и на записях сейсмического профилирования НИС «Академик Борис Петров» (рис. 7) весьма примечательны. Однако не меньшее значение, а даже особенно важное для понимания происхождения провинции Пири-Гетинген, её поднятий и плато, заключается в морфологии малых форм рельефа, преобладающих на поверхности дна. Детальный многолучевой промер позволил выявить регулярный характер морфологии типа холмистых равнин, преобладающего на всём пространстве поверхности этой провинции. Мы можем рассматривать эти холмистые равнины, как генетически однородные поверхности. Статистический анализ их морфологии позволил, прежде всего, опознать доминирующие простирания холмистых гребней, образующих ортогональную сетку по азимутам 325°, 0° и 45°. Статистический анализ показывает также в размещении холмистых равнин существование нескольких уровенных поверхностей, располагающихся на уровнях 3400–3200 м, 3200–3000 м и 3000–2800 м.

В пределах крупных форм рельефа рассматриваемой провинции мы находим несколько плосковершинных подводных гор с характерной формой вулканических конусов. Они располагаются по линиям разломов, отраженных в рельефе крутыми обрывами и трещинами поверхности. Плоские вершины этих вулканических гор являются древними террасами морской абразии, опущенными ныне на глубину 2400 м (гора Хинца), 2350 м (гора Зебера), 2220 м (гора Венцеля), 2025 м (гора Кертца), 1800 м (гора Зейболда). Поверхности выравнивания наиболее высоких частей возвышенностей, описанных ранее, как банка Пири с минимальной глубиной 740 м, банка Брюса – 1089 м и банка Дискавери – 350 м, также являются результатом морской абразии в периоды, когда они находились на уровне моря. Различия в глубинах этих плоских поверхностей могут быть свидетельством прогрессивного и неодинакового погружения.

Банки Дискавери и Брюса по данным наших исследований, подобно банке Пири, являются самыми высокими частями больших возвышенностей. Гребни этих воэвышенностей располагаются на глубинах в пределах, примерно, 1500–2500 м, а их подножья оконтурены изобатами 3200–3400 м. Эти возвышенности можно назвать возвышенностью Брюса и возвышенностью Дискавери. Южные части этих возвышенностей соединяются широкой террасой с глубинами менее 2800–3000 м. Мы предлагаем назвать эту террасу, как плато Брюс-Дискавери. Это плато продолжается к северу до 58°ю.ш. Далее к северу продолжения возвышенностей Брюса и Дискавери разделены трогом с глубинами 3000–3300 м. Обе эти возвышенности в своем северном простирании достигают 56°ю.ш. и подходят довольно близко к подножью блока Южной Джорджии хребта Северный Скоша. Логично дать название для комплекса этих крупных морфоструктур на их полном пространстве, как Провинция Брюса-Дискавери. Восточный предел этой провинции лежит примерно на 35°з.д. Эта Провинция может рассматриваться в качестве восточной структурной окраины Центральной плиты. Несколько вулканических гор, некоторые из которых плосковершинные, были исследованы во время экспедиции АНТ–19/5 на западном обрывистом краю возвышенности Дискавери вблизи 36°з.д. Глубины плоских вершин крупнейших из них – 1100 м (гора Дригальского) и 1200 м (гора Лазарева). Эти вулканы чётко приурочены к крупным разломам, протягивающимся к острову Южная Джорджия, и служат свидетельством погружения блока возвышенности Дискавери со смещением по этому разлому.

Между провинциями Пири-Геттинген и Брюса-Дискавери лежат две довольно крупные котловины. Это упомянутая выше линзообразная котловина Шотта, и лежащая к югу от неё широкая котловина Дове, названная по имени выдающегося германского гидрометеоролога 19-го века. Выравненная осадками поверхность дна этой котловины по западной и восточной окраинам лежит на глубинах 3300–3800 м. В осевой её части – примерно на 42°30´з.д. – глубины достигают 4100–4200 м. В морфоструктуре дна осевой части котловины Дове примечателен узкий гребень Гевара с минимальными глубинами порядка 1670 м., протягивающийся по меридиану 42°37´з.д.. Он обладает асимметричным профилем, его восточный склон очень крутой, а западный более пологий Ширина этого гребня в основании примерно 6 миль. Протяженность его по азимуту 360° – до 30 миль. К северо-востоку от гребня Гевара расположен ещё один асимметричный гребень, ориентированный по азимуту 45°. Протяженность его всего 15 миль. Глубина на этом гребне 3413 м. Сейсмический профиль ярко демонстрирует взбросовую природу этого гребня (рис. 8). Наклонная поверхность его западного склона покрыта осадками, смятыми в результате наклона поверхности фундамента, круто поднятого вверх по разлому восточного склона. Бросающееся в глаза морфологическое сходство упомянутых гребней позволяет предполагать для них обоих сходную тектоническую взбросовую природу – в результате усилий сжатия, испытанных жестким фундаментом ложа котловины Дове. Крутые восточные склоны обоих гребней прямолинейны. Структура обоих этих гребней ни в какой мере не сходна со структурой океанических рифтов и не может служить свидетельством коры океанического типа рифтогенного происхождения. Сейсмический профиль средней части котловины моря Скоша по параллели 59°ю.ш. показывает сложную блоковую структуру жесткого фундамента. На этом профиле мы не находим рифтогенных структур, которые могли бы быть сочтены ответственными за происхождение котловин Она, Протектор и Дове.

Мы предполагаем, что описанные здесь морфоструктурные провинции вместе котловинами можно рассматривать, как характеризующие однородную в тектоническом отношении Центральную плиту ложа котловины моря Скоша.

Образцы пород фундамента, драгированные на обнажении в западном обрыве возвышенности Пири Н.А. Куренцовой, представлены обломками пород древнего докембрийского кратона. Это гнейсы, слюдистые сланцы верхнего докембрия (абсолютный возраст их 579 м.а.), граниты нижней юры (183 м.а.), риолиты, липариты и базальты средней юры (169-175 м.а), алевролиты и песчаники мела (113 м.а) (рис. 9). Их упорядоченное положение по вертикали на драгированном сбросовом обрыве и форма свежих обломков позволила нам судить об их местном происхождении, а не в результате приноса плавучими льдами *(Куренцова, Удинцев, 2004)*.

Образцы каменных обломков были описаны для банки Дискавери английскими исследователями *(Eagles, Livermore, Fairhead, Morris, 2005)* и получены нами тралением *(Удинцев, Арнтц и др., 2003)*. Эти образцы подобны полученным драгированием на обнаженном склоне банки Пири. Колонка осадков с банки Брюса, судя по микропалеонтологическим данным, свидетельствует о мелководных условиях отложения при высоком положении этой банки в среднем эоцене. В этих осадках содержатся также остатки фауны мелового времени, свидетельствующие о континентальной природе возвышенности Брюса *(Eagles, Livermore, Fairhead, Morris, 2005, Toker, Barker, Wise, 1991)*.

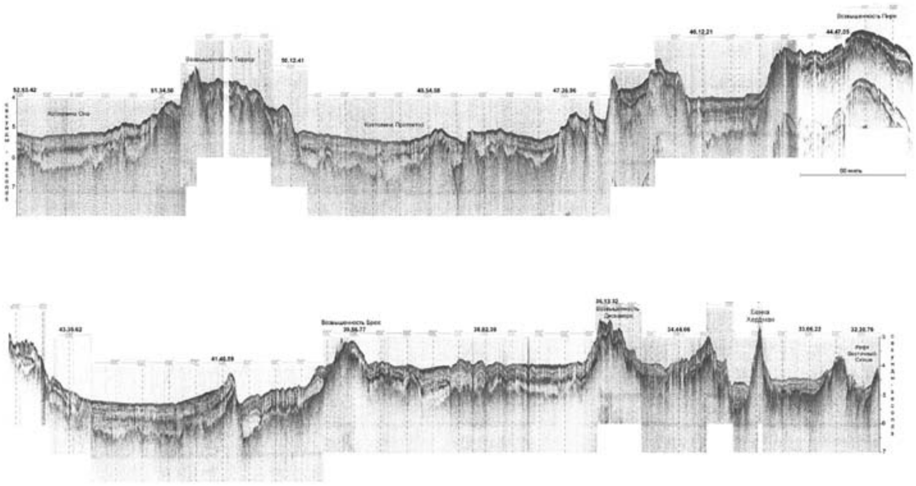


Рис. 7. Сейсмическое профилирование дна моря Скоша по 59° ю.ш., НИС «Академик Борис Петров».

Образцы базальтов, полученные в рассматриваемой области, как в море Скоша, так и в проливе Дрейка, драгировками, обычно оцениваются, как рифтогенные базальты срединноокеанических хребтов, область истощенного мантийного источника. Однако, по содержанию редкоземельных элементов такие базальты должны быть отнесены к проявлениям ареального платобазальтового магматизма области обогащенного мантийного источника *(Удинцев, Куренцова, Кольцова, Домарацкая, 2009, Фролова, Бурикова, 2002)* (рис. 10, 11). Такие базальты принципиально отличаются от рифтогенных базальтов срединноокеанических хребтов, подводных вулканических гор и вулканических островов океана. В структуре дна океана они тяготеют к реликтовым континентальным блокам.

Геологический разрез банки Пири очень близок разрезу по колонкам, полученным НИС «Роберт Конрад» и по скважинам 327, 329 и 330 глубоководного бурения на банке Мориса Юинга, 36-го рейса б/с «Гломар Челленджер» *(Ludwig, 1983)*, по скважинам 114-го рейса б/с «Джоидес Резолюшн» 698, 699 и 700 на поднятии Северовосточное Джорджия (*Kristoffersen, LaBrecque, 1991, Ciesielski, Kristoffersen, 1988, Ciesielski, Kristoffersen, 1991),* и по скважинам 701 и 702 на поднятии Ислас Оркадас (*Raymond, LaBrecque, Kristoffersen, et al.1991)* (рис. 12). Разрез по этим скважинам демонстрирует слои морских отложений, включающих отложения материала разрушения пород континентального типа, от современных до миоцен-палеоцена и меловых, до юрских, покрывающих докембрийский фундамент.

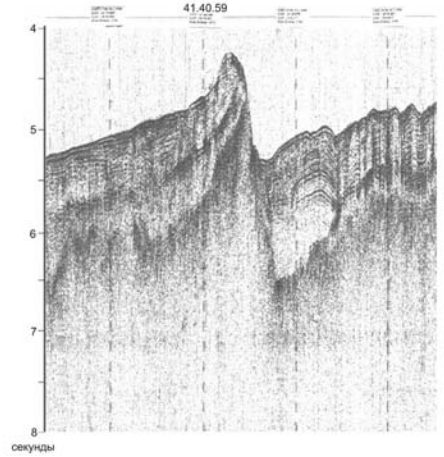


Рис. 8. Профиль НСП через разлом на дне котловины Дове, НИС «Академик Борис Петров»

Структура аномального гравитационного поля Центральной Плиты получена по данным спутниковой альтиметрии *(Sandwell, Smith, 1997, Smith, Sandwell, 1997)* и набортным гравиметром НИС «Полярштерн», и топографически корректирована в редукции Буге (*Schenke, Zenk 2006).* На Провинциях Пири-Геттинген и Брюс-Дискавери и смежных с ними платформах континентальных кратонов к северу и к югу от моря Скоша наблюдается очевидное сходство характера гравитационного поля

Структура аномального магнитного поля была показана П.Ф. Баркером на карте «Тектоника Дуги Скоша», и обсуждалась с целью определения возраста Центральной Плиты. Линейные аномалии широтного простирания, обнаруженные в котловине Шотта и частично к югу от неё, в котловине Дове, были идентифицированы, как 5, 5с и 6, что соответствует возрасту 10ма, 17 ма и 20ма. Баркером и другими авторами было высказано предположение, что названные линейные магнитные аномалии соответствуют истории спрединга в локальном рифте. Осевая аномалия предполагаемого рифта должна находиться, предположительно, на оси котловин Шота и Дове. Спрединг сопровождался образованием котловин Центральной Плиты и горизонтальным движением к северу крупного фрагмента континентальной коры. Этот фрагмент былого континентального моста был смещен к северу и представляет собой теперь блок острова Южная Джорджия в восточной части хребта Северный Скоша. Подобные представления были высказаны о рифте, предполагаемом вдоль оси котловины Протектор и Она. Мы не находим в рельефе дна и в структуре фундамента этих котловин признаков типичных рифтовых структур и предполагаем, что происхождение наблюдаемых там линейных магнитных аномалий связано с диапиризмом серпентинизированных ультраосновных пород, протрудированных от обширного воздымания (плюма) верхней мантии, сквозь трещины, образование которых вызвано растяжением. Идентификация геологического возраста этих аномалий кажется нам поэтому сомнительной. Происхождение котловин рассматривается нами, как результат растяжения глубинных частей коры и блоковых дислокаций жесткого кратонного фундамента. Некоторые части этого фундамента испытывали относительно большее погружение, чем возвышенности. Другой причиной погружения дна котловин можно предполагать прогревание коры

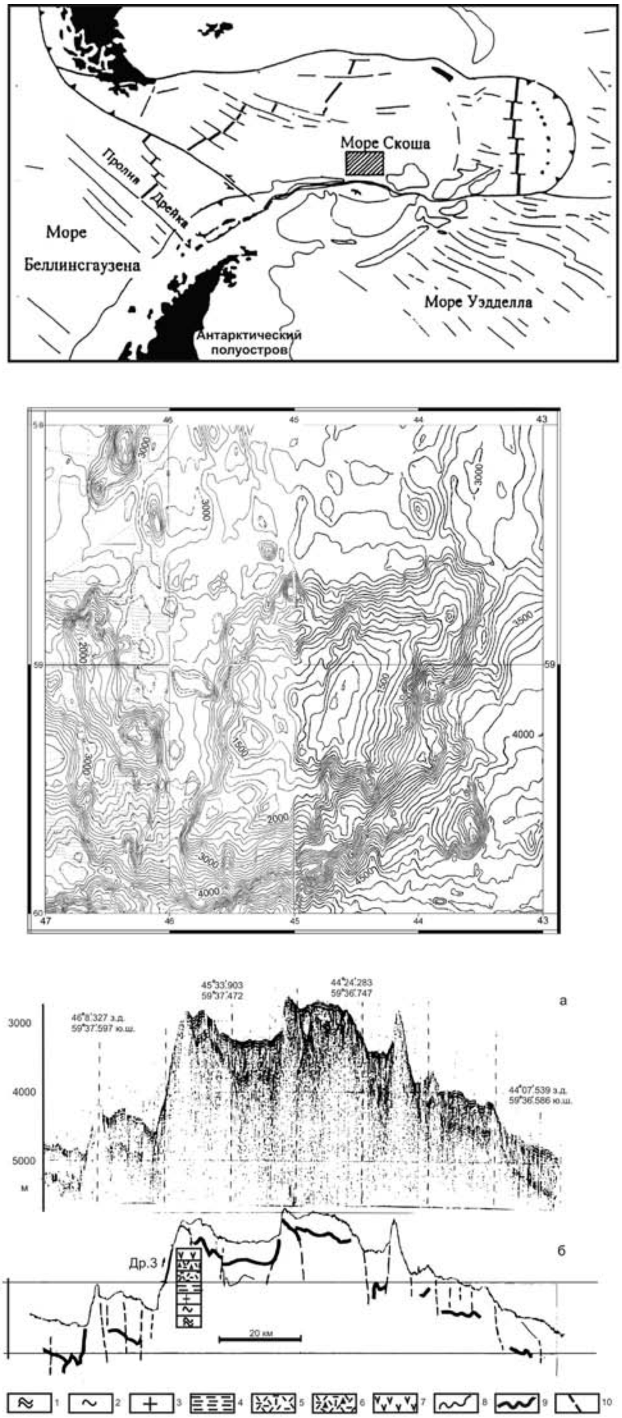


Рис. 9. Полигонные исследования возвышенности Пири – рельеф дна, сейсмическое профилирование и драгирование на обнажении фундамента – НИС «Академик Борис Петров».

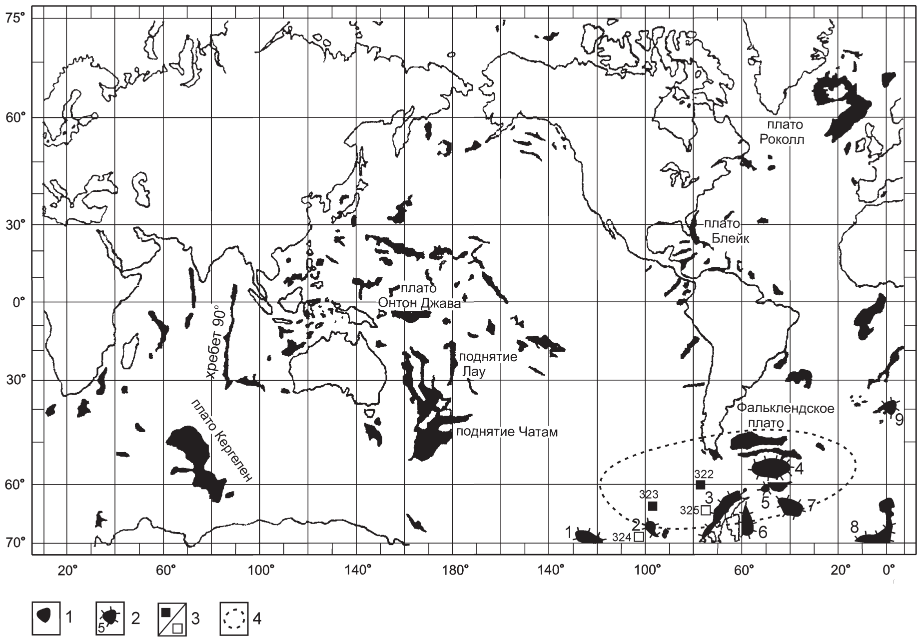


Рис. 10. Реликтовые блоки континентальной коры в Мировом океане с океаническими платобазальтами

1 – Реликтовые блоки континентальной коры с океаническими платобазальтами (по Фроловой, 2001), 2 – реликтовые блоки континентальной коры в Западной Антарктике (по Куренцовой, Удинцеву, 2004) 3 – места скважин в море Беллинсгаузена 35-го рейса БС «Гломар Челленджер» 4 – контуры суперплюма с глубиной 147-238 км (по Фроловой, Буриковой, 2002).

мантийным плюмом и излияниями базальтовых покровов, остывание которых вызывало погружение под их возросшим весом и сопровождалось эклогитизацией коровых корней. Происхождение котловины Шотта могло быть вызвано ударом большого астероида.

Геокинематика в области пролива Дрейка и Центральной части моря Скоша выясняется по данным геокинематического мониторинга, ведущегося на сети опорных станций спутниковой геодезии, установленных на Антарктическом полуострове, на нескольких Антарктических островах, в Южной Америке, на о.Гоф, на Южно-Атлантическом хребте и в Южной Африке Сопоставление полученных векторов горизонтальных смещений по азимуту 30°-40° позволяет определить отставание Антарктического полуострова с Антарктическими островами и хребтом Южный Скоша от континентальных плит Южной Америки и Южной Африки в размере примерно 5 мм/год. Поскольку плиты континентов имеют весьма глубокие корни, то их движения во времени должны обладать большой инерционной стабильностью, и наблюдаемые сейчас движения могут быть экстраполированы в геологическое прошлое. Вероятный результат растяжения коры между Патагонией и Западной Антарктидой за период 20-30 ма мог привести к образованию серии разломов и трещин растяжения, суммарной шириной порядка 50-60 миль. Это растяжение могло сказаться на возникновении разлома Шекклто-

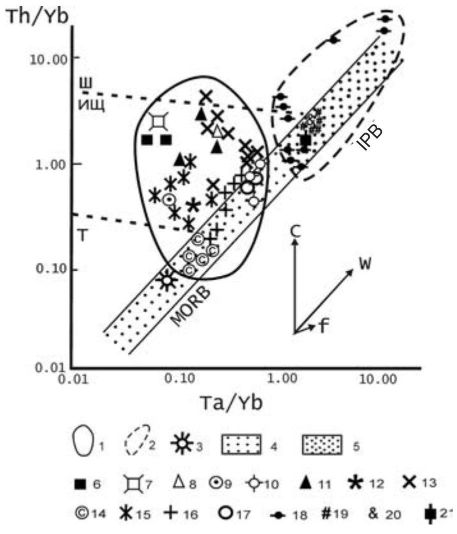


Рис. 11. Диаграмма соотношения Th/Yb и Ta/Yb в вулканитах Западной Антарктики (по Куренцовой, Удинцеву, 2004) 1 – платобазальты континентальных окраин, 2 – желочные базальты островов, 3 – рифтогенные базальты пролива Брансфилд, 4 – область истоженного мантийного источника, 5 – область обогащенного мантийного источника 6-17 – 6 – платобазальты подводной гры Хуберта Миллера, моря Амундсена, станции 324 и 325, 7 – ложа моря Беллинсгаузена, станция 153, 8 – Антарктического полуострова, 9 – Южных Шетландских островов, 10 – гор Джонса, 11 – возвышенности Пири, 12 – возвышенности Дискавери, 13 – ложа моря Уэдделла, 14 – плато Воринг, Северная Атлантика, 15 – плато Кергелен, Индийский океан, 16 – континентальные платобазальты, 17 – ложа котловины Пауэла, Западная Антарктика,18-21 –18 – щелочные базальты о. Петра I, 19 – Земли Мэри Бёрд, 20 – ложа мора Беллинсгаузена, станция 154а, 21 – возвышенности Мод, скважина 690, 21 – MORB, базальты рифтовых зон срединноокеанических хребтов, область истощенной мантии, IPB – внутриплитные океанические платобазальты, область обогащенной мантии. Векторы показывают влияние факторов – (w) – внутриплитного обогащения литофильными элементами,© - коровой контаминации и (f) – фракционной кристаллизации. Пунктирными линиями показано разграничение полей (Т) толеитовых, (ИЩ) – известково-щелочных, и (Ш) – шошонитовых пород.

на и параллельных ему разломов на ложе пролива Дрейка и в западной части моря Скоша. Сказалось оно и на возникновении широтно ориентированных Фолклендского трога, желоба Шаг и Южно-Оркнейского, а также и желобов в пределах Грабена Полярштерн в центральной части ложа моря Скоша.

Интерпретация

Выполненный нами синтез данных, полученных в морских экспедициях, позволяет предложить гипотезу о том, что плита ложа пролива Дрейка и Центральная плита моря Скоша является крупными фрагментами Патагонии, её Андийского ороклина и вне-Андийского кратона. Весь пояс пространства между Южной Америкой на севере и Антарктическим полуостровом и хребтом Южный Скоша на юге оценивается нами, как ареал вероятного нахождения реликтовых фрагментов межконтинентального моста, палео-Земля Дрейка-Скоша. Такие фрагменты были отделены от своего материнского кратона в процессе длительноых, но весьма умеренных по амплитуде горизонтальных смещений, растяжения, отмечаемого сейчас геокинематическим мониторингом, и испытали погружения до современных глубин пролива Дрейка и котловины моря Скоша. Погружение испытали и смежные области вне-Андийской Патагонии – банка Мориса Юинга, поднятие Северовосточное Джорджия и Ислас Оркадас на северном обрамлении моря, и Антарктический полуостров с примыкающими к нему островами, и хребет Южный Скоша с микроконтинентом Южно-Оркнейских островов.

Основанием для такой гипотезы служат морфология ложа пролива Дрейка и Центральной Плиты моря Скоша, сведения о структуре осадоч-

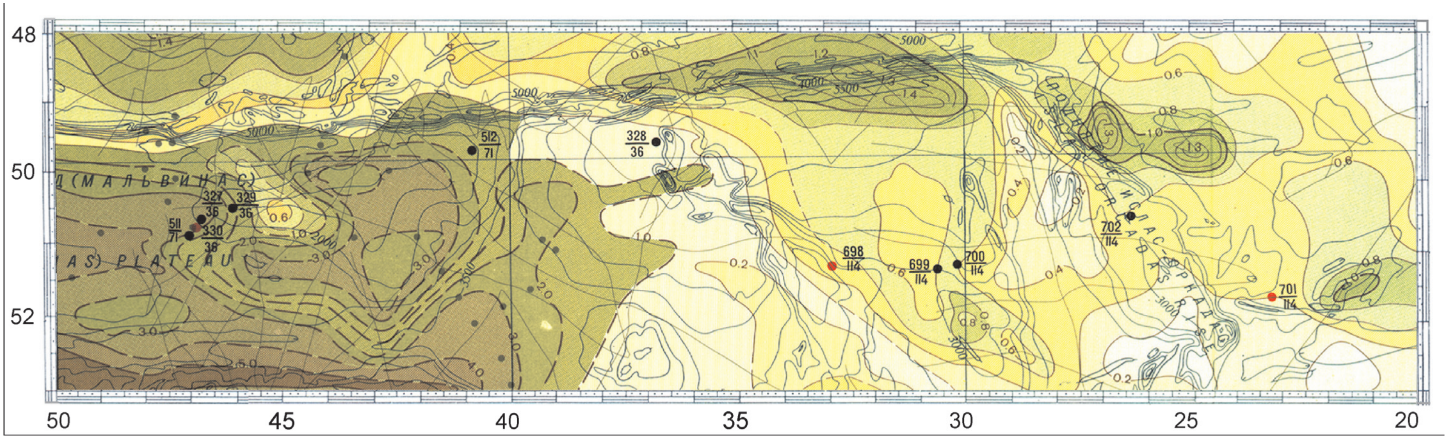
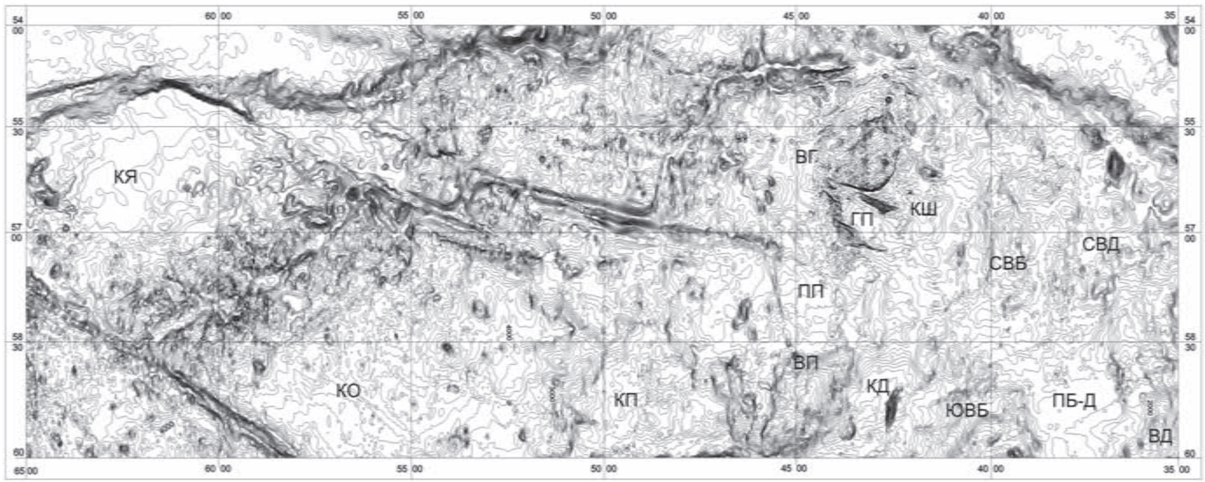


Рис.12. буровые скважины восточного продолжения Фалклендского плато – на банке Мориса Юинга, на поднятии Северо-Восточное Джорджия, на поднятии Ислас Оркадас.



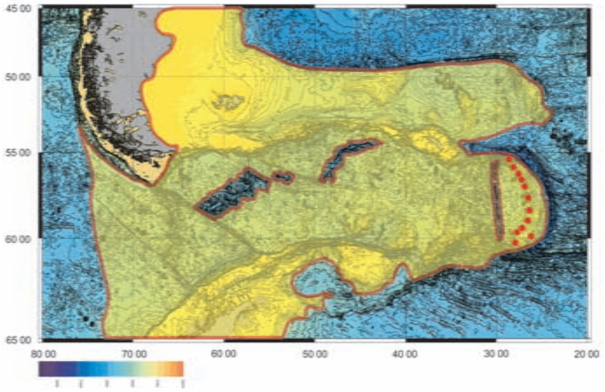


Рис.13. Морфология рифтов, поперечных разломов, возвышенностей (палео-Земель), и внерифтовых котловин наибольшего погружения реликтов палео-Земель в области пояса пролива Дрейка – моря Скоша Обозначения - КЯ –, котловина Ягана, КО – котловина Она, КП – котловина Протектор, ВТ – возвышенность Террор, ВГ – возвышенность Геттинген, ГП – грабен Поляриітерн, ПП – плато Пири, ВП – возвышенность Пири, КШ – котловина Шотта, КД – котловина Дове, ЮВБ – южная возвышенность Брюса, ПБ-Д – плато Брюса-Дискавери, СВБ – северная возвышенность Брюса, СВД – Северная возвышенность Дискавери, ЮВД – возвышенность Дискавери,

Рис.14 – Пояс вероятных реликтов палео-Земель пролива Дрейка-моря Скоша ного чехла и жесткого фундамента, сходного с фундаментом Фолклендского плато и его восточного продолжения, вплоть до поднятия Ислас Оркадас, и со структурой Южно-Оркнейского микроконтинента. В пользу нашей гипотезы возможность интерполировать геологическую информацию о возвышенностях южной части Центральной Плиты на её северную часть, опираясь на сходство структуры поля силы тяжести по всему поясу пролива Дрейка и Центральной плиты моря Скоша и по смежным частям Патагонских Анд, вне-Андийской Патагонии и Западной Антарктиды. Существование в рельефе дна ряда уровенных поверхностей, несомненно, свидетельствует о погружениях предполагаемого пояса фрагментов континентальных кратонов, который мы предлагаем назвать палео-Землей Дрейка-Скоша (рис. 13,14). Открытым вопросом остается, как нам кажется, вопрос о развитии котловин Ягана и Она в западной части ложа моря Скоша за пределами морфоструктур угасшего рифта. Признаки рифтогенных структур в этих котловинах не столь очевидны. Возможно, что образование этих котловин явилось следствием сочетания усилий растяжений и сдвиговых надвигов, наложенных на жесткий фундамент межконтинентального моста, взломанный недолговечным Западным рифтом моря Скоша *(Lodolo et al., 1997, Lodolo et al., 2006).*

Открытие океанских ворот этого пояса было, вероятно, постепенным – начавшись с обрушения в проливе Дрейка ороклина Андийской Патагонии палео-Земли Дрейка, оно продолжалось в ходе развития Западного Рифта и образования фланговых к нему котловин Ягана и Она в северо-западной части моря Скоша, а затем при опускании высоких массивов провинций Пири-Геттинген и Брюса-Дискавери на Центральной плите моря. Движение водного потока из Тихого океана в Атлантику шло на первом этапе через пролив Дрейка и северо-западную часть моря Скоша к проломленной Западным рифтом седловине Северного хребта Скоша близ 48°з.д., но позднее могло сместиться к югу и проходить на восток через седловины между возвышенностями погружавшейся палео-Земли Скоша.

Список литературы

Баркер П.Ф. Море Скоша, рельеф дна, линейные магнитные аномалии, сейсмичность, стр. 60–61 // в Международном Геолого-Геофизическом Атласе Атлантического Океана, М. 1990, 158 с.

Галимов Э.М., Удинцев Г.Б., Шенке Г.В., Шоене Т. Геодинамические исследования в Западной Анрарктике // Вестник РАН, 1999, т. 69, № 2, с. 111–119

Гордин В.М. Аномальное магнитное поле Мирового океана и гипотеза Вайна-Меттьюза. В сборнике Гордин В.М. Избранные труды. – М:ИФЗ РАН, 2007, с. 63–92

Кавун М.М., Винниковская О.С. Геологическое строение северо-западной части моря Уэдделла (Антарктика) // Бюлл. МОИП, отд.геол., 1993, т. 68. вып. 4, с.83–95

Куренцова Н.А., Удинцев Г.Б. Основные черты строения и эволюции южной части моря Скоша, Западная Антарктика // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 5, с. 25–39

Удинцев Г.Б., Арнтц В., Удинцев В.Г. и др., Новые данные о строении островной дуги Скоша, Западная Антарктика // Докл.РАН, 2003, т. 388, № 2, с. 254–257

Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики // М. ГЕОС, 2004, 132 с.

Удинцев Г.Б., Шенке Г.В., Бейер А. и др. Плато Пири – осколок Гондваны, заслон в океанских воротах Западной Антарктики в море Скотия как часть биполярной машины климата Земли // Докл. РАН, 2006, т. 408, № 1, с. 113–117

Удинцев Г.Б., Куренцова Н.А., Кольцова

А.В., Домарацкая Л.Г. Платобазальтовый магматизм дна морей Западной Антарктики, Южный океан // М., Докл АН, 2009, т. 424, № 1, с. 111–117

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок // М., Изд. Московского Университета, 1997, 320 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Платобазальтовый магматизм и океанообразование // Сборник Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М., ИФЗ РАН, 2002, с. 30–48

Barker P.F., Dalziel I.W.D., Storey B.C. Tectonic development of the Scotia arc region // The Geology of Antarctica, Oxford, Clarendon Press, 1991, P. 215–248

Barker P.F., Burrel J. The opening of Drake Passage // Mar.Geol.,1977, 25, p.15–34

Barker P., Thomas E. Potential of the Scotia Sea Region for Determining the Onset and Development of the Antarctic Circumpolar Current // in: Futterer D.K. et al.,(eds) Antarctica, Springer-Verlag, 2006, pp. 433–440

B*ohoyo F., Galindo-Zaldivar J., Hernandez-Molina F.J., Jabaloy A., Lobo F.J. Maldonado A., Rodriguez-Fernandez J., Somoza L., Surinach E., Vazquez J.T.* Oceanic gateways in between Weddell and Scotia seas tectonic development and global influence // Geophys.Res.Abstracts, 2006, v.8, 09372

Bohoyo F. et al. Development of deep extensional basins associated with sinistrial transcurrent fault zone of the Scotia-Antarctic plate boundary // U.S.Geol.Survey a.The Nartional Academies, USGS OF-2007-1047, Ext.Abstract 042, pp.1–4

Ciesielski P.F., Kristoffersen Y. and Shipboard Scientific Party. Site 699. in Preliminary results of subantarctic South Atlantic Leg114 // Colledge Station, TX, ,1988 of the Ocean Drilling Program (ODP).

Ciesielski P.F., Kristoffersen Y. Preliminary results of subantarctic South Atlantic Leg 114 of The Ocean Drilling Program (ODP) // Geol. Evol. Ant., 1991, pp. 645–650,

Dalziel I.W.D., Elliot D.H. The Scotia Arc and Antarctic margin. In Nairn A.E.M., Stehl D.H., eds. The Ocean Basins and Margins, 1, the South Atlantic, 1973,

De Wit M.J. The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland // Tectonophysics, 1997, 37, p. 53–81.

Dietrich R., Dach R., Engelhardt G. et al. // Deutsche Geodatische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Munshen, 2000, Angewandte Geodasie, Rehhe B, Heft Nr.310, pp. 11–20.

Eagles G., Livermore R.A., Fairhead J.D., Morris P. Tectonic evolution of the west Scotia Sea // Jour. Geophys. Res.,2005, v. 110, BO 2401, pp.1–19

Eagles G., Livermore R., Morris P. Small basins in the Scotia Sea: The Eocen Drake Passage gateway // Earth and Planetary Science Letters, 2006, v. 242, p. 343–353

Ewing J.I., LudwigW.J., Ewing M., Eittreim S.L. Structure of the Scotia Sea and Falkland Plateau // Jour.Geophys.Res, 1971, 7118-7137

Galindo-Zaldivar J., Jabaloy A., Maldonado A., Sanz de Galdeano C.S., Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary // Tectonophysics, 1996, v. 258, pp. 275–301

Galindo-Zaldivar J., Jabaloy A., Balanja J.C., Bohoyo F., Maldonado A.,Martinez-Martinez J.M., Rodriguez-Fernandez J., Surinach E. 1996

Galindo-Zaldivar J., Balanja J.C., Bohoyo F., Jabaloy A., Maldonado A., Martinez, Martinez J.M., Rodriguez-Fernandez J., Surinach E. Crustal. Thinning and the Development of Deep Depressions at the Scotia-Antarctic Plate Boundary (Southern Margin of Discovery Bank, Antarctica) // Futterer D.K., Damaske D., Kleinscmidt G., Miller H., Tessensohn F., Antarctica, Contribution to Global Earth Sciences. Springer, 2006, p. 237–241

Galindo-Zaldivar J., Bohoyo F., Maldonado A., Schreider A., Vazquez J.T. Propagaiting rift during the opening of a small oceanic basin: The Protector Basin (Scotia Arc, Antarctica) // Earth a.Planet. Scie. Lett., 2006, 241, p. 398–412

Galindo-Zaldivar J. et al. The Opening of Dove Basin: New Data on the Scotia Arc Development // Gracia E., Canals M., et al., Morphostructure and Evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula) // Marine Geophysical Researches, 1996, v. 18, pp.429–448 GEBCO // IHO/IOC/CHS, 1984, 2003

Hernandez-Molina F.J., Bohoyo F., Naveira Garabato A., Galindo-Zaldivar J., Lobo F.J., Maldonado A., Rodriguez-fernandez J., Somoza L., Stow D.A.V., Vazquez J.T. The Sea basin evolution : Oceanographic consequences of the deep connection between the Weddell and Scotia Seas (Antarctica) // U.S.Geol. Surv. a.Nation.Academies, USGS of 2007 –1047, ext.abs. 086

Herve F., Miller H., Pimpirev C., Patagonia – Antarctica Connections before Gondwana Break-Up // in Futterer D.K., Damaske D., Kleinscmidt G. Tessensohn E. (eds.), Antarctica, 2006, pp. 217–238

King E.C., Barker R.F. The tectonic history of the South Orkney microcontinental block // Jour.Geol.Soc.London, 1988, 145, 317–331

King E.C., Leitchenkov G., Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., Lodolo E // Geology and Seismic stratigraphy of the Antarctic Margin, p.2, Antarctic Research Series, vol. 71, 1997, pp. 75–93

Kristoffersen Y., LaBrecque J. On the tectonic history and origin of the Northeast Georgia Rise // Ciesielski P.F., Kristoffersen Y., et al. Proceed.Ocean Drill.Prog. Scie.Res., 1991, v.114, pp. 23–38

Lawver L.A., Sloan B.J., Barker D.H. et al., Distributed Active Extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from Multibeam Bathymetry // Geol.Soc.Amer. Bull., 1996, v. 6, No 11, pp.1–6

Levashov S.P., Yakymenko N.A., Korchagin L.N., Bachmutov V.G.., Solovyov V.D., Kozlenko Yu.V. Geophysical models of Drake Passages and Bransfield Strait crustal structure // Kiev., Ukraine, Ukrainskyj antartychnyi zhurnal, 2007/2008, № 6-7, p. 9–14

Livermore R.A., McAdoo D., Marks K. Scotia Sea tectonics from high resolution satellite gravity // Earth Planet. Sci. Lett., 1994.

Livermore R.A., Hunter R.J. // King B.C., Livermore R.A. (eds). 1996, Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up, Geol. Soc. Spec. Publ. No.108, pp. 227–241.

Livermore R.A, Cunningham A.P., Vanneste L.E., Larter R.D. Subduction influence on magma supply at the East Scotia Ridge et al. // Earth. Planet. Sci. Lett. 1997, V. 150, P. 262–275

Livermore R.A., Eagles G., Morris P., Maldonado A., Shackleto Fracture Zone: No barrier to early circumpolar ocean circulation // Geology, 2004, v. 32, no. 9, p. 797–800

Lodolo E., Coren F., Sxchreide A., Ceccone G. Geophysical Evidence of a Relict Oceanic Crust in the Southwestern Sea // Marine Geophys. Res. 1997, v.19, p. 439–450.

Lodolo E., Donda F., Tassone A. Western Scotia Sea. Margins. Improved constraints of the opening of The Drake Passage. // Jour.Geophys. Res., 20066 v. 111, BO6101, doi 10.1029/2006. JB0044361.

Lorenzo J.M., Mutter J.C. Seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Malvinas/Falkland Plateau // Revista Brasiliera de Geociencias, 1988, 18, p. 191–200

Ludwig W.J. Geologic framework of the Falkland Plateau // Inint.Rep.DSDP, 71, Washington, US Govt.Printing Office, 1983, 71, 281-292

Ludwig W.J., Windisch C.C., Houtz R.E., Ewing J.I. Structure of Falkland Plateau and offshore Tierra del Fuego, Argentina., in Geological and geophysical investigations of continental pargins // Am.Assoc. Petrol. Geol., 1978 memoir 29, Tulsa,

Ludwig W.J., Rabinowitz P.D. Seismic stratigraphy and structure of Falkland Plateau // Am.Assoc.Petrol.Geol.Bull., 1982, 64, 742

Maldonado A. et al. Ocean basins near the Scotia-Antarctic plate boundary : Influence of tectonics and paleoceanography on the Cenozoic deposits // Mar.Geophys. Res., 2006, v.27, pp. 83–107

Maldonado A. et al. Seismic Stratigraphy of Miocene to Recent Sedimentary Deposits in the Central Scotia Sea and Northern Weddell Sea : Influence of bottom Flows (Antarctica) // in in: Futterer D.K. et al.,(eds) Antarctica, Springer-Verlag, 2006, pp. 441–446

Maldonado A. , Barnolas A., Bohoyo F., Galindo-Zaldivar J., Henrnadez-Mo;ina J., Lobo F., Rodroguez-Fernandesz J., Somoza L., Vazquez J.T. et al. Contourite deposits in the central Scotia Sea: the importance of the Antarctic Circumpolar Current and the Weddell Gyre flows // Palaegeogr.,Palaeoclim., Palaeoecol., 2003, 198, pp. 187–221

Maldonado A., Balanya J., Barnolas A., Galindo-Zaldivar J., Hernandez J., Jabaloy A., Livermore R.A., Matinez J., Rodriguez-Fernandez J., Galdeano C,Somoza L., Surinach E., Visera et al. Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // Mar.Geophys.Res. 2000, 21, pp. 43–68

Mao S., Mohr B.A.R. Middle Eocene dinocysts from Bruce Bank (Scotia Sea, Antarctica) and their paleoenvironmental and paleogeographi implications // Review of Palaeobotany and Palynology, 1995, 86, pp. 235–263.

Olbers D., Borowski D., Volker C., Wolff J-O. // Antarctic Science 16 (4): pp. 439-470 (2004)

Pearce J.A., Leat P.T., Barker P.F., Miller I.L. Geochemical tracing of Pacific-to- Atlantic upper-mantle flow through the Drake passage // Nature, 2001, v. 410/22, pp. 457–461

Raymond C.A., LaBrecque Jh.L., Kristofferson Y. Islas Orcadas and Meteor Rise: the tectonic and depositional history of two aseksmic plateaus from sites 702, 703 and 704. In Ciesielski P.F., Kristofferson Y et al., 1991, Procceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, vol. 114 // Colledge Station, TX

Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite Altimetry // Jour.Geoph.Res., 1997, v. 102, No. B5, p. 10, 039

Saunders A.D., Tarney J., Weaver S., Barker P.F. Scotia Sea Floor: Geochemistry of Basalts from the Drake Passge and South Sandwich Spreading Centers // Antarctic Geoscience, Univ.Wisconsin Press, Madison, 1982, pp. 213–222

Schenke H.W., Zenk W., editors. The Expeditions ANT-XXII/4 and 5 of the Research Vessel «Polarstern» in 2005 // Reports on Polar and Marine Research, 2006, Heft-Nr. 537

Smith W.H.F, Sandwell D.T. Bathymetric prediction from dense satellite altimetry and spares shipboard bathymetry // Jour.Geoph. res., 1994, vol.99, noB11, p.21,803-21,824

Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // Science, 1997, V.277, N 5334, p 1956–1962.

Suess E. // Das Anblitz der Erde. Bd. 1-111, Leipzig, Wienn, 1883-1909Tectonic map of the Scotia Arc // Sheet BAS (Misc) 3 Ed.1, 1985. Scale 1:3 000 000, British Antarctic Survey, Cambridge, 1985

Toker V., Barker P.F., Wise S.R. Middle Eocene carbonate bearing sediments from Bruce Bank off northern Antarctic Peninsula, // Geol. Evol. Antarctic, 1991, pp. 639–644.

Vuan A., Lodolo E., Panza G.F., Sault C. Crustal structure beneath Discovery Bank in the Scotia Sea from group velocity // Antarctic Science, 2005, 17, pp. 97–106, Cambridge Univ. Press.

Vuan A. et al. Group Velocity Tomography in the Subantarctic Scotia Sea Region // Pure a.Applied Geophys., 157, pp. 1337–1357.

Vuan A. et al. Crustal and upper mantle S-wave velocity structure beneath the Bransfield Strait (West Antarctica) from regional surface wave tomography // Tectonophysics, 2005, 397, pp. 241–259

Drake Passage and Scotia Sea – the Oceanic gates of the Western Antarctica

G.B. Udintsev[1], A.F. Beresnev[1], N.A. Kurentsova[1], A.V. Koltsova[1], K.G.Domoratskaya[1], H.W. Schenke[2], Ott N.[2], König M.[2], Jokat W.[2], Bakhmutov V.G.[3], V.D. Soloviev[3], S.P. Levashov[4] , N.A. Yakimchuk[4], I.N. Korchagin[3]

---

1 – V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and analytical chemistry of Russian Academy of Science (GOKHI RAS), Moscow, Russia

2 – Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (AWI), Bremerhaven, Germany

3 – Institute of Geophysics NASU, Kiev, Ukraine

4 – Institute of applied problems of ecology, geophysics and geochemistry NASU, Kiev, Ukraine

Abstract

The bathymetry and geophysics of the floor of the Drake Passage and the Scotia Sea is rather well studied in general, and was discussed in many publications. However the tectonics and geodynamics of this belt until now are unclear and find equivocal interpretation. The floor of this belt usually is considered as the collage of small fragments of relict continental bridge and wide oceanic plates, created by spreding at wide-scale horizontal movements of lithospheric plates.. The authors propose alternative hypothesis about nature of the crustal bekt of the Drake Passage and the floor of the Scotia Sea as the areal of large fragments of the relict of intercontinental bridge, experienced basification and breaking into large fragments in the conditions of temperate extension and short-lived local rifting.

Тектоническая эволюция Антарктики в свете современного состояния геодинамических идей

Г.Э. Грикуров, Г.Л. Лейченков, Е.В. Михальский

1 - Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, Россия

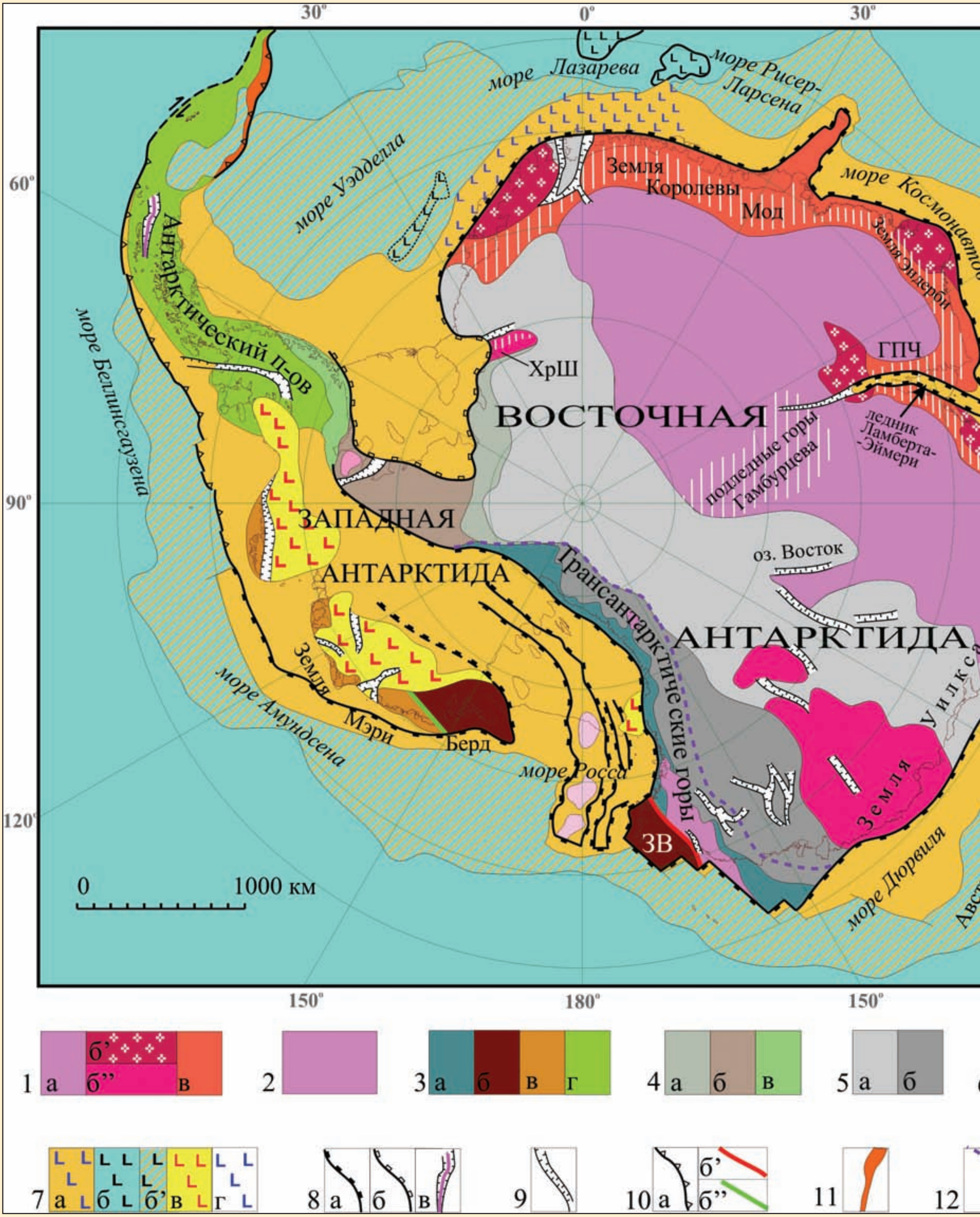
Аннотация

В рамках проведения исследований по программе Международного полярного года 2007–2009 гг. Комиссией по геологической карте мира (КГКМ) была выдвинута инициатива составления Тектонической карты полярных областей Земли масштаба 1:10000000. Первым этапом выполнения этого проекта стала подготовка макета новой тектонической карты Антарктики во Всероссийском научно-исследовательском институте геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга. В ходе работы над картой были обобщены обширнейшие геолого-геофизические материалы, полученные российской и зарубежными антарктическими экспедициями в течение последних 15-20 лет. Результаты новейших изотопно-геохимических анализов горных пород антарктического материка, а также особенности глубинной структуры его континентальной окраины, выявленные в ходе интенсивных морских геофизических исследований, позволяют скорректировать тектонические модели, разработанные в предшествующие годы отечественными и иностранными учеными, и предложить современную концепцию тектонического строения и геодинамической истории Антарктики.

1. Введение

Тектонические карты и схемы антарктического материка, создававшиеся во второй половине прошлого века, базировались на материалах рекогносцировочных геологических исследований в наиболее обнаженных районах материка, а также на результатах изотопно-геохронологического изучения горных пород главным образом K-Ar и Rb-Sr методами; к ним в 1970-ых годах добавились U-Th-Pb и Pb-Pb изотопные методы, с помощью которых в Антарктиде были, в частности, получены древнейшие на планете датировки горных пород на уровне порядка 4 млрд. лет *(Соботович и др., 1974)*.

При тектонической интерпретации этих данных отечественными исследователями было принято на вооружение представление о первичности земной коры континентального типа и существовании практически на всей территории Антарктиды раннедокембрийского кристаллического цоколя. Предполагалось, что на относительно небольших участках этот цоколь сохранился в первозданном виде, но в основном подвергался рекуррентной тектоно-магматической активизации в пределах позднедокембрийских подвижных областей кристаллического фундамента, тогда как в складчатых поясах Трансантарктических гор и Западной Антарктиды он был полностью переработан фанерозойскими


30°
0°
30°
60°
90°
120°
150°
180°
150°
море Лазарева
море Рисер-Ларсена
море Уэдделла
Земля Королевы Мод
море Космонавто
Земля Эндерби
ГПЧ
ледник Ламберта-Эймери
ХрШ
ВОСТОЧНАЯ
АНТАРКТИДА
подледные горы Гамбурцева
оз. Восток
Антарктический п-ов
море Беллинсгаузена
ЗАПАДНАЯ
АНТАРКТИДА
Земля Мэри Берд
море Амундсена
море Росса
Трансантарктические горы
ЗВ
Земля Уилкса
море Дюрвиля
Авст
0
1000 км
1 а б' б'' в
2
3 а б в г
4 а б в
5 а б
7 а б б' в г
8 а б в
9
10 а б' б''
11
12

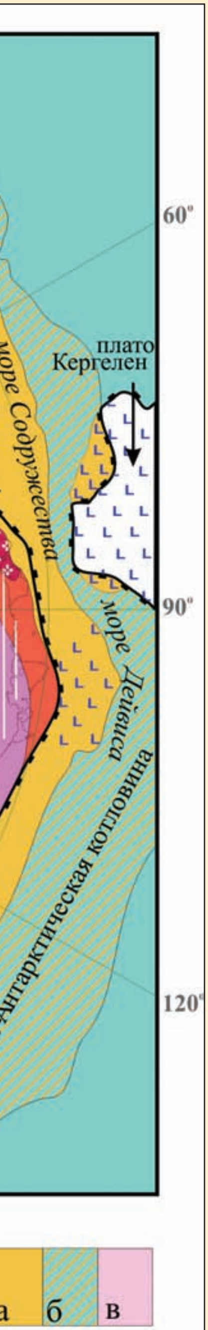


Рис. 1 – Тектоническое строение Антарктики. 1 – докембрийский фундамент в щитах и массивах Восточной Антарктиды: (а) нерасчлененный под ледовым куполом, (б) области ранней стабилизации (б’– архейские ядра, б”– архейско-палеопротерозойские массивы), (в) гренвильский подвижный пояс; белой штриховкой показаны зоны интенсивной пан-африканской переработки. 2-4 – складчатые пояса Трансантарктических гор и Западной Антарктиды: 2 – выступы кристаллической инфраструктуры; 3– тихоокеанские аккреционно-коллизионные орогены: (а) эокембрийско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (росский ороген), (б) ранне-(?)среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Трансантарктических гор и западной части Земли Мэри Бэрд (борхгревинкский ороген), (в) палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена (амундсенский ороген), (г) мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова (андский ороген, или Антарктанды); 4 – внутриплитные складчатые зоны: (а) неопротерозойско-раннепалеозойская, (б) познепалеозойско-раннемезозойская, (в) позднемезозойская. 5 – недислоцированные чехлы: (а) (нео?)протерозойско-палеозойские платформенные формации, предположительно широко развитые в депрессиях подледного ложа Восточной Антарктиды, (б) среднепалеозойско-раннемезозойский (биконский) чехол Трансантарктических гор, распространяющийся (по геофизическим данным) на подледную часть росского орогена и прилегающего фундамента. 6 – мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны: (а) внутриматериковые и на континентальной окраине, (б) в прилегающих океанических котловинах, (в) выступы фундамента бассейна моря Росса. 7 – вулканические плато: (а) под осадочным чехлом пассивной окраины, (б) на океанической коре (б’–под осадочным чехлом), (в) позднекайнозойские щелочные и толеитовые платобазальты Западной Антарктиды, (г) микроконтинент Кергелен. 8 – структуры растяжения: (а) границы рифтов, предшествовавших распаду Гондваны, (б) сбросовый уступ по границе бассейна моря Уэдделла, (в) активный рифт пролива Брансфилд. 9 – грабенообразные депрессии неустановленного происхождения в рельефе коренного ложа. 10 – конвергентные границы: (а) зоны палеосубдукции, (б) сутуры (б’–раннепалеозойская, б”– позднемезозойская). 11 – неогеновая(?) вулканическая дуга Джейн. 12 – предполагаемое положение границы росского орогена под биконским чехлом. 13 – океаническая кора вне области кластического осадконакопления. Сокращения: ГПЧ - горы Принс-Чарльз, ХрШ – хребет Шеклтона, ЗВ – северная часть Земли Виктории.

тектогенезами. Геодинамическая природа этой активизации не была предметом специального рассмотрения, но «по умолчанию» увязывалась с определяющей ролью вертикальных движений *(Грикуров и др., 1978; Grikurov, 1982)*.

Среди западных ученых в 1970-ых годах уже однозначно утвердилось мнение об аккреционном разрастании Восточно-Антарктического «щита» за счет эокембрийско-фанерозойских конвергентных процессов на его тихоокеанской окраине *(Craddock, 1970; Elliot, 1975)*. Разночтения проявлялись только в вопросе о том, происходило наращивание континентальной коры в основном за счет смещения в сторону океана последовательно омолаживавшихся активных окраин или путем коллизионного присоединения крупных континентальных террейнов. Следует отметить, что полная ясность в этой области не достигнута до настоящего времени.

Рекогносцировочными геологическими наблюдениями раннего периода исследований было охвачено подавляющее большинство доступных надледных выходов горных пород Антарктиды, поэтому существенных новых данных на этом направлении ожидать не приходилось, и геологическое «точкование» практически прекратилось. Некоторые наиболее загадочные геологические и/или потенциально рудоносные объекты стали предметом повторных полевых исследований, которые, однако, не принесли неожиданных результатов и не дали убедительных ответов на нерешенные вопросы. Дальнейший прогресс в расшифровке геологической истории континента был обеспечен начавшимся в конце 1980-х годов изучением антарктических пород Sm-Nd методом с широким применением U-Pb датирования SHRIMP по цирконам и другим акцессорным минералам. Образцы для аналитических исследований отбирались как из хорошо документированных старых коллекций, так и в ходе дополнительных целенаправленных полевых наблюдений на наиболее представительных геологических объектах. Результаты именно этих исследований и сопутствующего детального изучения вещественного состава анализировавшихся пород дали основной материал для разработки обновленной тектонической модели Антарктики (рис. 1), вносящей коррективы как в ранние схемы, выдвигавшиеся отечественными учеными на базе традиционной геосинклинально-платформенной парадигмы, так и в более поздние построения, основанные на принципах тектоники плит. Важную роль играла также общая эволюция взглядов на становление и распад Гондваны; этот процесс, в свою очередь, в значительной мере опирался на поступавшие новые материалы по антарктической материковой суше и ее подводной окраине.

2. Древняя платформа Восточной Антарктиды

SHRIMP-датировки убедительно подтвердили архейский возраст глубоко метаморфизованных ядер ранней стабилизации, затронутых более поздней переработкой лишь в периферических зонах и единодушно классифицируемых как (прото)кратоны большинством антарктических исследователей. Модельные возрасты T_{DM} протолитов континентальной коры, рассчитанные по результатам изучения изотопов Sm-Nd, в наиболее изученных кратонах (Земля Эндерби, южная часть гор Принс-Чарльз) находятся в диапазоне 4,0–2,7 млрд. лет *(Михальский, 2008)*. При этом разрыв между временем возникновения первичного континентального субстрата и возрастом тектонической стабилизации коры, определяемым по преобладающим U-Pb датировкам цирконов, может измеряться многими сотнями миллионов лет *(Грикуров, Михальский, 2002)*. Эти данные хорошо согласуются с глобальными закономерностями эволюции древних кратонов, повсеместно характеризующихся разновозрастностью (в пределах катархея и архея) и значительной длительностью становления *(Лобач-Жученко, 2009)*.

На побережье моря Дюрвиля и в хр. Шеклтона в некоторых метаморфических комплексах познеархейские и палеопротерозойские SHRIMP-датировки встречаются совместно. Эти плохо обнаженные и слабо изученные (в частности, Sm-Nd методом) комплексы могут являться свидетельством существования относительно больших и сложно устроенных массивов «сквозного» раннедокембрийского развития. Их наиболее крупные представители предполагаются между 120° и 150°в.д. по положительным формам подледного рельефа и характерным магнитным аномалиям.

Породы с выраженным преобладанием палеопротерозойских U-Pb датировок встречаются редко и на очень небольших площадях, которые не могут быть показаны в масштабе рисунка. Они тесно соседствуют с архейскими кратонами и, судя по этому признаку, особенностям метаморфизма и модельным возрастам T_{DM}, которые практически не отличаются от присущих кратонам, представляют собой в основном переработанные архейские породы.

Депрессии коренного ложа, развитые в районе хр. Шеклтона, около полюса и вдоль 120°в.д., рассматриваются как области вероятного распространения платформенных формаций, надледные выходы которых фрагментарно обнажены на крайнем западе Земли Королевы Мод, на юго-восточном побережье моря Уэдделла, в южной части хр. Шеклтона и на приполюсном отрезке Трансантарктических гор. В хр. Шеклтона карбонатно-терригенные отложения с остатками рифейских строматолитов залегают на коре выветривания раннемезопротерозойских гранитоидов, в других местах возраст разнообразных по составу осадочных слоев, эффузивов и стратиформных субвулканических интрузий определяется менее надежно по широкому разбросу ранних K-Ar и Rb-Sr изотопных датировок в диапазоне от 1500–1300 до 600 млн. лет. Верхи подледных платформенных разрезов скорее всего представлены позднепалеозойскими слоями «биконского» чехла Трансантарктических гор, о чем свидетельствует присутствие разрозненных выходов пермских (с остатками *Glossopteris*) угленосных толщ.

К полосе предполагаемого распространения раннедокембрийских массивов и перекрывающего их (нео?)протерозойского-палеозойского платформенного чехла примыкает обширнейшая подледная горная страна, которая по характеру рельефа и потенциальных полей может быть охарактеризована лишь в самом в общем плане как область преобладания в эрозионном срезе пород докембрийского кристаллического фундамента («Антарктический щит»). Данные для более детального освещения этой области пока практически отсутствуют, и лишь косвенные соображения *(Leitchenkov et al., 2007a)* указывают на возможность присутствия в подледном массиве гор Гамбурцева комплексов с возрастом консолидации порядка 1000 млн. лет, затронутых раннепалеозойским (~500 млн. лет) изотопным «омоложением».

Протяженный и относительно обнаженный протерозойский подвижный пояс облекает архейские ядра вдоль большей части побережья Восточной Антарктиды. В пределах этого пояса массовые SHRIMP-датировки, выполненные в последние годы, образуют на гистограмме два отчетливые пика – 1200–950 млн. лет и ~570–520 млн. лет при наличии немногочисленных возрастов в интервалах 2400–1700 и 1500–1300 млн. лет и еще более редких архейских значений. На большинстве участков проявлены оба пика, и лишь в немногих местах проявлен только какой-либо один из них.

Сторонники исходного «пан-антарктического сиаля» усматривают в этих новых данных свидетельства неоднократного «омоложения» первичной раннедокембрийской континентальной коры Антарктиды, наиболее интенсивно проявившегося на рубеже мезо- и неопротерозоя и в раннем палеозое. Однако по мнению большинства исследователей оба вышеуказанных пика знаменуют проявления субдукционно-коллизионного орогенеза, происходившего в ходе амальгамации Антарктиды сначала в состав Родинии (~ 1000 млн. лет, гренвильская эпоха), а затем Годваны (~ 550 млн. лет, пан-африканское событие) (*Shiraishi et al., 1992; Mikhalsky et al., 1997; Jacobs et al., 1998; Zhao et al., 1995; Grunow et al., 1996; Tessensohn, 1997; Dalziel, 1997; Boger et al., 2001*), причем доказательству коллизионной природы пан-африканского тектогенеза на определенном этапе отводилось особое место (например, *Fitzsimons, 2003; Boger & Miller, 2004*).

Последний тезис был, однако, поставлен под сомнение целенаправленными петрохимическими исследованиями горных пород для определения геодинамических условий их формирования (*Munksgaard et al., 1992; Osanai et al., 1992; Sheraton et al., 1992; Groenewald et al., 1995, Mikhalsky et al., 1996, 2001*). Выяснилось, что в породах с преобладанием пан-африканских возрастов больше признаков внутриплитного, чем орогенного происхождения *(Михальский, 2007)*. Гренвильские ортогнейсы и гранитоиды, напротив, по химизму оказались довольно близкими к известково-щелочным магматическим ассоциациям, возникающим в условиях конвергентного тектонического режима с существенным участием ювенильной составляющей. В пользу конвергентной природы гренвилид говорят и значения T_{DM}, которые находятся преимущественно в диапазоне от 2,4 до 1,1 млрд. лет при практически полном отсутствии архейских значений, свидетельствуя об относительной близости времени зарождения и орогенического «созревания» континентальной коры.

Детальное петрохимическое изучение лишь в очень малой степени затронуло раннедокембрийские массивы, поэтому главным критерием для суждения о геодинамической природе этих структур остаются данные Sm-Nd метода, указывающие на длительность и многостадийность их формирования при чрезвычайно большом временном разрыве между зарождением ювенильного протолита и кратонизацией коры. Это ставит под сомнение орогенную *s. str.* природу древнейших комплексов и подтверждает вероятность образования структур ранней стабилизации без участия конвергентных процессов, что уже неоднократно упоминалось в литературе по раннему докембрию *(Лобач-Жученко, 2009; Шарков, Богатиков, 2009)*.

Что касается новейших данных против конвергентной природы пан-африканского тектонического события, то они лишь возрождают традиционную точку зрения отечественных геологов, всегда отстаивавших мнение о том, что 550–500 млн. лет в Восточной Антарктиде происходили процессы двух принципиально различных типов. На тихоокеанской активной окраине это был подлинный орогенез, приведший к формированию аккреционного (росского) складчатого пояса Трансантарктических гор, тогда как в остальной части Восточной Антарктиды проявилась лишь синхронная тектоно-магматическая активизация *(Равич, Грикуров, 1970; Грикуров и др., 1970)*. Наиболее интенсивной переработке подверглась гренвильская система Земли Королевы Мод, где произошло массовое внедрение чарнокитовых интрузий, в меньшей степени были затронуты раннедокембрийские области. В целом же зоны пан-африканской активизации не продуцировали значимых объемов новой континентальной коры и по этому признаку могут быть отнесены к категории анорогенных структур, развивавшихся внутри уже существовавшей обширной материковой массы (восточно-гондванского суперконтинента).

Показателен пример хр. Шеклтона, характеризующегося сочетанием интенсивно проявленной тектоники срыва и полной амагматичности. В его чешуйчато-надвиговом строении участвуют сложно дислоцированные позднерифейско-раннепалеозойские формации и частично «омоложенные» до уровня ~ 500 млн. лет раннедокембрийские комплексы; присутствуют также офиолитоподобные ассоциации пород, датируемых в интервале от 1000 до 500 млн. лет, но не отмечается никаких проявлений конвергентного раннепалеозойского магматизма. В литературе распространено мнение о том, что хр. Шеклтона представляет собой фрагмент протяженного пан-африканского коллизионного орогена, сформированного в результате закрытия обширного (Мозамбикского) океана *(Buggisch & Kleinschmidt, 2007)*. С нашей точки зрения более вероятно, что наблюдаемые здесь признаки коллизионной тектоники могут быть следствием транспрессивного сближения плит, случившегося практически сразу после возникновения разделившей их дивергентной границы, которая не успела еще развиться в зрелый океан. Возможно, зона смятия хр. Шеклтона занимает промежуточное положение (в пространственном и генетическом смысле) между подлинно орогенными и активизациоными структурами, подчеркивая вероятность причинно-следственной связи между палеотихоокеанскими (росскими) и внутригондванскими (пан-африканскими) событиями. С этих позиций к пан-африканской активизации вполне применимо понятие «телеорогенез», подразумевающее, что ее наблюдаемые симптомы суть проявления дистальной (внутриплитной) реакции на мощные конвергентные процессы, развившиеся на тихоокеанской окраине Гондваны в самом начале палеозоя.

3. Горно-складчатые сооружения Трансантарктических гор и Западной Антарктиды

Горно-складчатые сооружения этих районов являются компонентами Тихоокеанского подвижного пояса. Они включают несколько кулисообразно расположенных и разнородных по строению, протяженности и времени формирования складчатых систем и зон, последовательно омолаживающихся в направлении тихоокеанского побережья. Конвергентные явления, обусловившие их формирование, носили как субдукционный, так и коллизионный характер, но относительная роль этих геодинамических процессов в общем балансе аккреционного разрастания этой части материка остается во многом неясной.

Наиболее изученными звеньями тихоокеанского обрамления Антарктиды, обладающими ярко выраженными признаками надсубдукционного развития в режиме активной окраины, являются неопротерозойско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (росский ороген) и мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова и прилегающих к нему островов (андский ороген, или Антарктанды). Расположенные между ними системы складчатых сооружений хуже обнажены и слабее исследованы, и их возрастная и тектоническая классификации во многом неоднозначны.

Росская складчатая система преимущественно сложена поздненеопротерозойско-кембрийскими осадочными толщами (турбидиты, известковистые и кластические осадки), прорванными известково-щелочными гранитоидами I- и S-типа. Локально присутствуют вулканогенные толщи с геохимическими признаками океанического происхождения. Складчатые комплексы и интрузии перекрыты недислоцированными девонско–триасовыми кластическими отложениями («супергруппа Бикон»), повсеместно пронизанными силлами юрских долеритов и местами увенчанными покровами одновозрастных базальтов. Заложение и развитие росского орогена на докембрийском кристаллическом цоколе подтверждается наличием переработанных выступов последнего среди складчатых комплексов Трансантарктических гор, а также значениями модельных Sm-Nd возрастов T_{DM} гранитоидных пород в диапазонах 900–1400, 1100–1700 и 1700–2200 млн. лет. Наиболее молодые протолиты установлены на южном, приполюсном фланге горной системы *(Borg & DePaolo, 1994)*.

Геодинамическая история росского орогена интерпретируется как результат эволюции палеотихоокеанской рифтовой окраины Восточно-Антарктического континентального массива. Предполагается, что, возникнув в позднем докембрии вдоль некоторого океанического раскрытия, эта окраина к началу кембрия уже переродилась из пассивной в активную, что выразилось в интенсивном формировании надсубдукционных известково-щелочных магматитов. Эволюция россид носила бурный характер, хотя была относительно недолговременной (560–480 млн. лет).

Магматическая дуга Антарктанд сложена пёстрыми по составу и разнообразными по возрасту осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими толщами и многочисленными плутонами известково-щелочной серии широкого возрастного диапазона, охватывающего весь мезозой и кайнозой и, возможно, часть палеозоя. Геологические свидетельства существования домезозойского фундамента ограничены редкими выходами ортогнейсов с возрастом, приближающимся к 500 млн. лет, однако значения модельных возрастов T_{DM}, достигающие 1000–1250 млн. лет, указывают на вероятность зарождения континентального фундамента дуги не позднее мезо-неопротерозоя. Выделяются четыре главные фазы магматической деятельности *(Millar et al., 2002)*: пермо-триасовая (с двумя эпизодами на рубежах 260–230 и 225–200 млн. лет), которая связывается с наиболее ранними конвергентными процессами; юрская (от 185 до 155 млн. лет), обусловленная рифтингом и началом раскола тихоокеанской окраины Гондваны; меловая-палеоценовая (от 145 до 55 млн. лет с пиком в интервале 125–100 млн. лет), связываемая с интенсивной субдукцией плиты «Феникс», и миоцен-четвертичная (от 15–10 млн. лет до квартера), представленная внутриплитными магнезиально-щелочными базальтоидами.

Развитие Антарктанд в течение палеозоя и большей части триаса происходило в составе пассивной окраины гондванского суперконтинента. В конце триаса, по-видимому, началась трансформация пассивной окраины в активную и наступила кратковременная эпоха субдукции, обусловившая к рубежу триаса и юры аккрецию осадочных призм и появление первых интрузий известково-щелочной серии. Затем субдукция приостановилась, и позднетриасовая активная окраина в течение ранней юры подверглась денудации, а в начале среднеюрской эпохи стала ареной интенсивного рифтогенеза. Мощные проявления юрского кислого (корового) магматизма продолжались до начала мела, а к середине мелового периода на фронтальном фланге дуги уже в полной мере возродилась субдукция, и установившийся с этого момента режим активной окраины просуществовал вплоть до ее отмирания в позднем кайнозое.

Росский и андский орогены разделены меньшими по размеру системами складчатых сооружений. Вдоль побережья моря Амундсена фрагментарно обнажаются неравномерно метаморфизованные преимущественно магматические комплексы и обрывки складчатых стратифицированных толщ. Преобладают гранитоиды, внедрение которых происходило от 320 до 110–95 млн. лет назад *(Mukasa, Dalziel, 2000)*, но встречаются и ортогнейсы с возрастом порядка 500 млн. лет, указывающие на вероятность присутствия раннепалеозойского или переработанного докембрийского кристаллического субстрата. С этим согласуются и величины T_{DM}, составляющие 600–1500 млн. лет. Юрско(?)-раннемеловой эффузивный магматизм представлен слабо деформированными, преимущественно пирокластическими толщами с подчиненными лавами среднего-кислого состава. Массивы гранитоидов и сиенитов с возрастом, близким к 100 млн. лет, имеют анорогенную природу. Приведенные сведения указывают на вероятность принадлежности данной области к энсиалической магматической дуге (средне?)палеозойско-раннемезозойского возраста, выделяемой в качестве амундсенского орогена.

На крайнем западе Земли Мэри Бэрд структуры амундсенского орогена резко сменяются толщами монотонных, интенсивно дислоцированных, слабо метаморфизованных граувакко-аргиллитовых турбидитов, содержащих обломочные цирконы с возрастами 500 и более млн. лет. Толщи вмещают массивы девонско-каменноугольных известково-щелочных гранитоидов I-типа (380–340 млн. лет; Sr_i = 0,704-0,706; *Pankhurst et al., 1998*), а также интрузии меловых гранитов А-типа (100–105 млн. лет). Модельные возрасты T_{DM} в этой зоне составляют 1300–1900 млн. лет, указывая совместно с датировками детритовых цирконов на сравнительно древнюю континентальную предысторию. Совершенно идентичные метаосадочные толщи, также вмещающие среднепалеозойские граниты, слагают крайнюю северную оконечность Трансантарктического хребта. Здесь метатурбидиты датируются ранним ордовиком на основании единственной палеонтологической находки, а также по коллизионному характеру сочленения с росским орогеном, подчеркнутому наличием сутуры с ультрабазитами и эклогитами и тектонизацией пород на рубеже около 480 млн. лет.

Деформация метатурбидитов произошла, таким образом, по крайней мере на 100 млн. лет раньше внедрения девонско-каменноугольных гранитов, что ставит под сомнение конвергентную природу среднепалеозойского магматизма и заставляет предполагать его внутриплитный характер. Пока не найдено также убедительное объяснение современного расположения раннепалеозойских метатурбидитовых толщ и заключенных в них среднепалеозойских гранитов на расстоянии более тысячи километров друг от друга, на противоположных бортах рифтогенного осадочного бассейна моря Росса. Тем не менее эти дистальные блоки принято выделять в качестве ранне-средне(?)палеозойского борхгревинкского орогена, который мог сформироваться на месте аллохтонного террейна в ходе причленения его к складчатому поясу Трансантарктических гор в эпоху росских деформаций. Возможно, что борхгревинский ороген имеет коллизионную границу не только с росским, но и с амундсенским орогеном, и что к разделяющей их сутуре приурочен вскрытый в горах Фосдик гнейсово-мигматитовый комплекс высоких ступеней метаморфизма с изотопными возрастами на уровне около 100 млн. лет. В такой интерпретации амундсенский ороген также предстает аллохтоном (возможно, частью крупного террейна, включавшего Новую Зеландию), который присоединился к борхгревинскому блоку в середине мелового периода. Растяжение и рифтинг, начавшиеся немедленно вслед за коллизией, обусловили откол Новой Зеландии от Антарктиды и быструю эксгумацию нижнекоровых уровней сутурного шва с выводом на поверхность глубинного метаморфического ядра *(Smith, 1997)*.

Складчатые зоны, расположенные в обрамлении южной части осадочного бассейна моря Уэдделла, по нашему мнению, возникли внутри плит, а не на их границах, то есть их формирование не совершалось непосредственно в конвергентных обстановках, хотя, конечно, было отголоском взаимодействия плит, происходившего в антарктическом регионе. Неопротерозойско-раннепалеозойская складчатая зона рассматривается как внутриплитное продолжение росского орогена, отличаясь от него практически полным отсутствием гранитоидного магматизма. Позднепалеозойско-раннемезозойская зона сложена мощными кембрийскими карбонатно-терригенными и вулканогенными формациями и перекрывающими их «биконскими» кластическими осадочными отложениями среднего – верхнего палеозоя, которые здесь интенсивно дислоцированы и образуют с кембрийскими толщами единую складчатую структуру. Росские интрузии отсутствуют, но есть плутоны юрских гранитоидов, одновозрастные с трапповым магматизмом Трансантарктических гор и являющиеся, возможно, производными траппового очага. Позднемезозойская складчатая зона у основания Антарктического полуострова – единственный район в Антарктандах, где интенсивной складчатости подвергнуты (?)юрско-нижнемеловые вулканогенно-осадочные толщи, прорванные гранитоидами с возрастом порядка 100 млн. лет. Внедрение этих интрузий и деформацию вмещающих их толщ трудно увязать с субдукцией на западном побережье магматической дуги Антарктического полуострова, поэтому мы считаем внутриплитный характер этих процессов более вероятным.

Таким образом, росский и андский орогены являются с нашей точки зрения активными окраинами Антарктической платформы, последовательно сменяющими друг друга по простиранию ее тихоокеанского фланга и во времени. Пространственное положение росского орогена не изменилось со времени его возникновения, но андский ороген, возможно, отдалился от своей первоначальной позиции в ходе континентального рифтогенеза и спрединга при формировании осадочного бассейна моря Уэдделла. Внутриплитные складчатые зоны в южном обрамлении этого бассейна могут, вероятно, быть следствием деформации осадочного наполнения краевых прогибов платформы, аккумулировавших стратиграфические эквиваленты разреза близлежащих орогенов.

Палеогеодинамическая реконструкция борхгревинкского и амундсенского террейнов менее определенна. Можно лишь предположить, что они вряд ли являются экзотическими пришельцами из далеких краев планеты и скорее всего представляют собой фрагменты западно-антарктического блока Гондваны, испытавшего сложные раздвигово-конвергентные события в палеозое и мезозое, а затем глубокие преобразования в ходе позднемелового-кайнозойского растяжения, приведшего к формированию моря Росса и подледных впадин в центральной части Западной Антарктиды.

4. Осадочные бассейны

Седиментационные бассейны с мощным осадочным наполнением играют важную роль в тектоническом устройстве Антарктики. Их общая площадь сопоставима с размерами описанных выше докембрийских платформенных и фанерозойских складчатых структур, служащих фундаментом бассейнов как в пределах пассивной континентальной окраины, так и в крупных внутриматериковых депрессиях, занятых шельфовыми ледниками морей Уэдделла и Росса и ледовым куполом центральной части Западной Антарктиды. Специфической особенностью антарктических бассейнов является их распространение далеко за пределы границы континент-океан с образованием практически непрерывной циркум-антарктической каймы внушительных по мощности преимущественно обломочных отложений, перекрывающих океаническую кору.

4.1. Бассейны западной Антарктики

В западной Антарктике расположены два крупнейших бассейна морей Росса и Уэдделла, которые распространяются не только на соответствующие океанические акватории и континентальные окраины, но имеют и внутриматериковое продолжение. Осадочные бассейны меньшего размера протягиваются также вдоль всего тихоокеанского побережья Западной Антарктиды и прерываются только на северной оконечности Антарктанд, где континентальная кора граничит непосредственно с некомпенсированными глубоководными желобами.

4.1.1. Бассейн моря Росса

Тектоническая природа бассейна моря Росса определенно увязывается с континентальным рифтогенезом в распадавшейся Гондване. Первым признаком этого процесса был среднеюрский базальтовый магматизм, широко проявленный в Трансантарктических горах («супергруппа Феррар») и, возможно, распространявшийся также в область будущего бассейна моря Росса. В австрало-новозеландско-антарктическом блоке Гондваны, сохранявшемся после отделения от Антарктиды Африки и Индостана, интенсивность растяжения достигла максимума в середине мелового периода (105–90 млн. лет) в направлении, ортогональном простиранию Трансантарктических гор. В результате вдоль росского орогена в это время возникла серия «несостоявшихся» рифтов, в совокупности образующих Западно-Антарктическую рифтовую систему площадью более 1 млн. км^2 и шириной от 600 км на юге до 1200 км в северной части моря Росса, где величина горизонтального расширения растянутой коры превысила 100% *(Siddoway, 2008)*. Столь значительное увеличение площади бассейна уже на ранней стадии его формирования может объяснить наблюдаемую ныне разобщенность фрагментов борхгревинкского орогена на Землях Мэри Бэрд и Виктории, практически не затронутых растяжением, особенно если учесть вероятность некоторого латерального разрастания площади бассейна и в течение кайнозоя.

В пределах рифтовой системы складчатый и/или кристаллический фундамент (возможно, частично перекрытый «биконским» чехлом и «феррарскими» базальтоидами) испытал сложное горсто-грабеновое расчленение, что привело к резким перепадам глубин его залегания (и, соответственно, мощности осадочного чехла). В центральном горсте фундамент практически обнажается на поверхности дна, тогда как в непосредственной близости к уступу Трансантарктических гор консолидированный слой континентальной коры утонен до 5 км и погружен на 15–16 км ниже уровня моря, то есть общая мощность земной коры составляет здесь около 20 км. Сходное соотношение консолидированного и осадочного слоев наблюдается и в депоцентрах северо-восточной части бассейна. В горстах общая мощность континентальной коры также близка к 20 км, но в основном за счет ее консолидированного слоя. В грабенах в составе чехла ведущая роль принадлежит позднемеловому рифтогенному комплексу; пострифтовые преимущественно ледниково-морские отложения развиты повсеместно.

Раскол литосферы на юго-восточной окраине Гондваны, включавшей Западную Антарктиду, плато Кемпбелл и Новую Зеландию, произошел около 80 млн. лет назад вдоль побережья Земли Мери Бэрд и северной оконечности моря Росса, а интенсивное растяжение между Западной и Восточной Антарктидой привело лишь к формированию обширной рифтовой системы *(Siddoway, 2008)*. В наиболее удаленной от побережья части бассейна моря Росса под ледовым куполом Западной Антарктиды известна линейная депрессия коренного ложа глубиной свыше 2000 м ниже уровня моря, которая, судя по геофизическим признакам, может быть заполнена магматическими породами основного состава. Возможно, здесь существует эмбриональный океанический рифт – отмерший, если время его возникновения соответствует ранним этапам формирования бассейна, или зарождающийся, если он является продуктом продолжающегося растяжения литосферы.

4.1.2. Бассейн моря Уэдделла

Процесс рифтогенной деструкции Гондваны наиболее ярко отразился в эволюции северного района бассейна моря Уэдделла. Этот район расположен на океанской коре, формировавшейся после откола африканско–южноамериканского блока от Антарктиды в конце средней юры (~ 160 млн. лет назад), и, следовательно, бассейн на этом месте просто не мог возникнуть до раскола Гондваны. Здесь в разрезе чехла доминируют позднеюрские и более молодые пострифтовые («постраспадные») комплексы сравнительно умеренной мощности, которая возрастает до 5–7 км лишь при приближении к шельфу Антарктического полуострова. Еще одним отчетливым признаком «распадных» событий служит распространение вдоль северо-восточного побережья моря Уэдделла рифтовых комплексов чехла, насыщенных стратиформными базитами (пассивная вулканическая окраина) при незначительной роли пострифтовой составляющей.

Западная, центральная и южная части бассейна сейсмическими методами практически не исследованы, хотя именно здесь, судя по магнитным данным, располагаются крупные депоцентры с мощностями осадочного наполнения, часто превышающими 10 км, а иногда и 13–15 км. Предполагается, что вся эта область подстилается растянутой континентальной корой, и что здесь могут находиться глубоко погребенные и поэтому пока не выявленные грабены, которые формировались и заполнялись осадками одновременно с вулканизмом пассивной окраины северо-восточного побережья моря Уэдделла и юрским магматизмом Антарктического полуострова *(Millar et al., 2002)*. Однако присутствие таких комплексов и более молодых пост-рифтовых осадков вряд ли может объяснить столь значительную мощность осадочного чехла на всей площади бассейна моря Уэдделла. Скорее всего, это связано еще и с тем, что в истории континентальной части бассейна имелся «дораспадный» этап. Так, к востоку от Антарктического полуострова уже с позднетриасового времени существовал эпиконтинентальный задуговой бассейн Антарктанд, где накопление нижних горизонтов чехла бассейна могло предшествовать вовлечению всей области моря Уэдделла в позднемезозойские процессы рифтинга. Еще раньше интенсивное осадконакопление происходило, по-видимому, в южной шельфовой части бассейна, своеобразное глубинное строение которой охарактеризовано дискретными данными МПВ и профилем ГСЗ, пересекающим самый глубокий депоцентр бассейна вдоль южного побережья моря Уэдделла *(Hubscher et al., 1996; Leitchenkov, Kudryavtsev, 2000).*

Здесь в верхней части разреза земной коры выделен низко-среднескоростной осадочный слой мощностью 10–13 км, коррелируемый с рифтовыми и пострифтовыми комплексами мезозоя-кайнозоя. Ниже непрерывно прослеживается слой с промежуточными сейсмическими скоростями 5.3–5.8 км/с, мощность которого от краев бассейна к центру изменяется от 8–10 до 7 км. Этот слой, в свою очередь, залегает непосредственно на высокоскоростной нижней коре мощностью от 7 до 10 км. Вдоль большей части профиля ни в поверхности промежуточного слоя, ни в кровле нижней коры отчетливых горсто-грабеновых структур не выявлено.

Сейсмические скорости в промежуточном слое характерны для литифицированных осадочных толщ, которые могут быть представлены аналогами прерывисто-складчатых комплексов внутриплитных систем, окружающих южную часть бассейна моря Уэдделла, и/или их субплатформенными эквивалентами, сопоставимыми с недислоцированными чехлами Восточной Антарктиды. В любой интерпретации фактом остается очень большая (возможно, свыше 20 км) суммарная мощность преимущественно осадочных толщ в южной части бассейна моря Уэдделла, подстилающихся утоненной (рифтовой) континентальной корой. Стратиграфический диапазон этих толщ охватывает практически весь фанерозой и может быть даже эокембрий и свидетельствует о том, что у позднемезозойско-кайнозойского этапа эволюции бассейна, связываемого с распадом Гондваны, была длительная седиментационная предыстория, возможно, прерывавшаяся фазами внутриплитных деформаций, но в целом характеризующаяся преобладанием погружений и осадконакопления. Наиболее близкими аналогами бассейна моря Уэдделла по аномальному строению земной коры и, вероятно, по геологической истории являются Восточно-Баренцевский, Южно-Карский и Прикаспийский бассейны, геодинамическая эволюция которых до сих пор не получила однозначного толкования.

Обширнейший бассейн моря Уэдделла в своей северо-западной части отделен эоцен-миоценовой вулканической дугой и зоной палеосубдукции от небольшого задугового бассейна Пауэлл. Несмотря на малые размеры бассейна, в его фундаменте распознаются океаническая кора в центральной части, континентальная кора с выраженными структурами растяжения и крутыми трансформными границами на флангах, и узкие зоны переходного характера, в которых могут присутствовать как блоки сильно модифицированной континентальной коры, так и протрузии мантийного вещества *(King et al., 1997).* Мощность осадочного чехла в бассейне преимущественно составляет 1–2 км и лишь изредка превышает 3 км.

4.1.3. Бассейны морей Амундсена и Беллинсгаузена

Континентальная окраина морей Амундсена и Беллинсгаузена изучена очень плохо. На многих участках, особенно в море Амундсена, отсутствуют не только данные морских сейсмических исследований, но даже достоверная батиметрическая информация, позволяющая надежно оконтурить бровку шельфа. По имеющимся отрывочным сведениям, шельф моря Амундсена расширяется в восточном направлении от ~ 100 км на границе с морем Росса до 300 км при переходе к морю Беллинсгаузена. Под ним и в области континентального склона и подножья вероятно существование кайнозойского бассейна с мощностью чехла свыше 3 км, формировавшегося после отделения от Земли Мэри Бэрд новозеландского блока и возникновения пассивной окраины моря Амундсена.

Шельф моря Беллинсгаузена, наоборот, сужается в восточном направлении по мере приближения зоны палеосубдукции к Антарктическому полуострову и островам южной ветви дуги Скоша. Здесь между 63°з.д. и 70°з.д. проведены сейсмические исследования, выявившие существование позднекайнозойского преддугового бассейна с мощностью чехла более 2 км. Со стороны океана бассейн ограничен поднятием фундамента, мористее которого мощность чехла возрастает (в подножии континентального склона) до 6 км за счет интенсивного выноса ледникового терригенного материала с гор Антарктического полуострова. Преддуговая впадина продолжается, вероятно, от участка сейсмических исследований в западном направлении.

4.2. Бассейны морей индоокеанского сектора Антарктики

Осадочные бассейны, расположенные на индоокеанской пассивной окраине Восточной Антарктиды и в прилегающей океанической акватории, на протяжении последних десятилетий являлись главным объектом отечественных исследований, а также изучались совместными усилиями экспедиций разных стран, в том числе по программе МПГ 2007–2009 гг. Крупные осадочные бассейны выявлены в морях Рисер-Ларсена, Космонавтов, Содружества, Дэйвиса и в акватории, прилегающей к Земле Уилкса, и осуществлена интерпретация полученных данных с позиций геодинамической истории этих бассейнов.

В бассейне моря Рисер-Ларсена максимальная мощность осадочного чехла превышает 7 км в наиболее глубокой части периконтинентального рифта. Сложная комбинация рифтовых и сдвиговых сегментов границы континент-океан определяется обилием палеотрансформных разломов. Западной границей бассейна служит подводное вулканическое плато, южная часть которого составляет восточное окончание континентальной вулканической окраины морей Уэдделла и Лазарева, а северная располагается уже на океанической коре, утолщенной в этом районе до 8–10 км. Рядом (в северной части моря Лазарева) находится другое такое же океаническое плато. Восточной границей бассейна является длинное подводное ответвление кристаллического цоколя Восточной Антарктиды, вдающееся в море далеко за пределы береговой линии. Формирование бассейна моря Рисер-Ларсена началось 180–160 млн. лет назад под влиянием развившегося в это время рифтогенеза Гондваны и продолжилось в ходе откола Африки от Антарктиды (конец средней юры) и последующего раскрытия Индийского океана. Имеются признаки переориентации движения плит в результате перескока оси спрединга через 6–7 млн. лет после его начала *(Leitchenkov et al., 2008)*, что могло привести к усложнению конфигурации границы континент-океан.

Бассейны морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса протягиваются от 35° до 105°в.д. в виде цепочки, звенья которой отделены друг от друга пережимами в поперечной ширине бассейнов, особенно заметными по их наиболее углубленным частям. С востока эта практически непрерывная система бассейнов замыкается небольшим вулканическим плато на континентальной окраине моря Дейвиса, за которым начинается протяженный бассейн морей континентальной окраины Земли Уилкса и Австрало-Антарктической котловины. Как и в бассейне моря Рисер-Ларсена, максимальные мощности чехла превышают 7 км и приходятся на осевую зону периконтинентального рифта. Почти таких же значений достигает мощность осадочного наполнения в узком внутриконтинентальном ответвлении бассейна моря Содружества – рифте ледника Ламберта-Эймери.

В секторе, занятом рассматриваемой группой бассейнов, пассивная окраина формировалась в результате рифтогенеза и последующего разделения Индии и Антарктиды, начиная с позднеюрского времени. Время раскола литосферных плит было установлено в ходе детальных геофизических исследований по программе МПГ в сезон 2007–2008 гг. в морях Содружества и Дейвиса, где надежно задокументирована последовательность спрединговых аномалий от М11А (134 млн. лет) до М2 (122,5 млн. лет). Другими важными результатами работ МПГ явилось подтверждение методом ГСЗ и МПВ континентальной природы южной части плато Кергелен, а также вывод о перескоке около 128 млн. лет назад оси спрединга на север из ее первоначального положения вдоль современной континентальной окраины моря Содружества. Последнее наблюдение позволило предложить новую реконструкцию геодинамических событий в этом районе. Согласно этой модели, в начальной фазе океанического раскрытия между Антарктидой и Индостаном блок утоненной континентальной коры, подстилающий плато Кергелен, был частью индийской окраины, но в результате перескока оси спрединга отделился от нее и сохранил суб-Антарктическое положение *(Лейченков и др., этот сборник)*. Превращение этого блока в вулканическое плато произошло в ходе интенсивного базальтового магматизма, закончившегося около 120 млн. лет назад.

Бассейн континентальной окраины Земли Уилкса и Австрало-Антарктической котловины протягивается от 115° до 150°в.д. и является самым крупным в индоокеанском секторе Антарктики как по общему размеру, так и по площади, в пределах которой мощность осадочного чехла превышает 10 км. Это связано с тем, что в своем развитии этот бассейн прошел чрезвычайно длительную стадию рифтовой деструкции континентальной коры, начавшуюся в поздней юре и продолжавшуюся свыше 80 млн. лет. К концу этого периода растяжение литосферы между Австралией и Антарктидой достигло экстремального уровня, и во внешней полосе периконтинентального рифта шириной до 100 км образовалось «мантийное окно», то есть зона отсутствия континентальной коры, где вещество верхней мантии вплотную приближено к подошве рифтовых осадков. Рифтовый комплекс при этом испытал заметную деформацию и был насыщен магматическими породами, скорее всего представлявшими собой продукты дифференциации верхней мантии. Рифтовая стадия развития бассейна завершилась расколом литосферы и началом спрединга морского дна около 80 млн. лет назад, что определяется присутствием в океанической коре последовательности идентифицированных линейных магнитных аномалий, самая древняя из которых имеет возраст 79,1 млн. лет (хрон 33), а самая молодая – 43,8 млн. лет (хрон

20). Скорость разрастания океанического дна между Австралией и Антарктикой, рассчитанная для этого временного интервала, составляла от 2,5 до 11 мм/год *(Leitchenkov et al., 2007b)*.

5. Обсуждение и заключение

В становлении архейских комплексов фундамента Восточной Антарктиды ведущая роль принадлежала многократной переработке древнейшего изначального континентального субстрата. В них не обнаруживаются убедительные свидетельства образования ювенильной коры в конвергентных условиях. Это ставит под сомнение возможность интерпретации геодинамики архея с позиций тектоники плит, которые постулируют возможность формирования континентальной земной коры только в субдукционных (и в меньшей степени коллизионных) геодинамических обстановках и приписывают таким обстановкам широкое развитие уже в раннем докембрии, чтобы объяснить возникновение подавляющего объема глобальной континентальной массы к началу неогея.

Палеопротерозойская эра была скорее всего переходной от «до-плитно-тектонических» геодинамических режимов к обстановкам взаимодействия литосферных плит, формирующим аккреционно-коллизионные складчатые пояса активных окраин и сутурных швов (орогены s. str.). Переходный характер геодинамики палеопротерозоя проявлялся в том, что в это время «сквозное» архейско-палеопротерозойское развитие раннедокембрийских массивов, формировавшихся еще по «до-плитному» геодинамическому сценарию, завершалось параллельно с зарождением процессов, свойственных тектонике плит.

Отчетливое усиление этих процессов в мезопротерозое привело к мощному корообразующему гренвильскому орогенезу, сопровождавшемуся интенсивной плутонической деятельностью и метаморфизмом высоких ступеней. Вдоль индоокеанского побережья материка гренвилиды образуют практически непрерывный пояс, облекающий архейские ядра; с большой долей вероятности они распространены под ледниковым куполом Восточной Антарктиды, а также несомненно присутствуют в инфраструктуре Трансантарктических гор и Западной Антарктиды.

Пан-африканское тектоническое событие, широко проявленное в Восточной Антарктиде, было дистальной (внутриплитной) реакцией на формирование росско-деламерийского орогена на тихоокеанской окраине Гондваны и мозамбикского орогена в ее внутренней («африканской») части и выразилось главным образом в тектоно-магматической активизации гренвильских и в меньшей степени более древних докембрийских структур («телеорогенез»). Постулируемая главенствующая роль этого события в амальгамации Гондваны не находит подтверждения антарктическими данными.

Таким образом, в длительной докембрийской истории кристаллического фундамента Антарктиды явные признаки формирования континентальной земной коры за счет доминирующей роли конвергентных процессов, свойственных тектонике плит, фиксируются лишь в течение мезопротерозойской эры, закончившейся гренвильским орогенезом.

Последующие тектонические события носили подлинно орогенный характер только в тихоокеанском обрамлении материка, где выделяются эокембрийско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (росский ороген), ранне-(?)среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Земли Виктории и западной части Земли Мэри Бэрд (борхгревинкский ороген), палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена (амундсенский ороген) и мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова (андский ороген, или Антарктанды). Росский и андский орогены занимают автохтонное положение, тогда как борхгревинский и амундсендский орогены могут представлять собой аллохтонные террейны.

Параллельно с субдукционно-аккреционным наращиванием континентальной коры Гондваны в антарктическом сегменте ее тихоокеанской окраины, в тыловой зоне фанерозойских орогенов и внутриплитных складчатых систем стали появляться признаки растяжения литосферы, первым сигналом которого послужило начало развития седиментационной впадины бассейна моря Уэдделла и формирования в ней промежуточного палеозойско-раннемезозойского(?) структурного этажа.

Направленность тектонической эволюции кардинально изменилась в середине мезозоя, когда после периода внутригондванского растяжения, рифтогенеза и континентального базальтового магматизма начался распад суперконтинента. Исходной причиной развития деструктивных процессов было, вероятно, внедрение под литосферу центральной Гондваны обширнейшего астеносферного плюма Карру, геологическим индикатором которого в Африке и Антарктиде явился широко распространенный юрский базальтовый магматизм, а глобальным геодинамическим последствием – раскол гондванской литосферы и раздвиг ее фрагментов с образованием Южного океана.

Время, в течение которого проявились эти события, было минимальным в районе морей Удделла-Лазарева, наиболее близком к центру плюма. Здесь континентальный рифтогенез, базальтовый магматизм (включая формирование вулканической окраины) и отделение Африки от Антарктиды уложились в интервал 180–160 млн. лет. По мере удаления от центра плюма Карру его разрушительное воздействие на Гондвану постепенно ослабевало, так что в районе морей Космонавтов-Содружества при активизации рифтогенеза в поздней юре раскол континентальной литосферы произошел около 135 млн. лет назад и сопровождался (возможно, с некоторым запаздыванием) образованием дочернего(?) плюма Кергелен. В наиболее удаленной от «головы» плюма стороне материка, в районе морей Дюрвиля-Росса, «предраспадный» рифтогенез растянулся уже на 80 млн. лет, и формирование Западно-Антарктической рифтовой системы и отделение от Антарктиды австралийского и новозеландского блоков Гондваны произошло только в течение позднемеловой эпохи. Возобновление рифтогенеза в позднем кайнозое, (возможно, связанное с формированием нового астеносферного плюма), вызвало дополнительное растяжение Западно-Антарктической рифтовой системы и ознаменовалось интенсивным щелочно-базальтовым вулканизмом на площади около 5 млн. км^2, наиболее масштабным результатом которого явилось образование вулканического плато вдоль побережий морей Амундсена и Беллинсгаузена.

Изучение циркум-антарктических и внутриматериковых осадочных бассейнов долгие годы отставало от геологических исследований материка, тектонические карты и схемы которого еще в конце прошлого столетия не выходили за пределы береговой линии. Сегодняшний уровень понимания глубинной структуры и истории формирования этих бассейнов и, как следствие, геодинамической эволюции континентальной окраины Антарктиды в ходе рифтогенной деструкции Гондваны – это важный итог традиционного антарктического международного научного сотрудничества, особенно усилившегося в последние годы в проведении морских исследований, в том числе по программе МПГ 2007–2009 гг.

Список литературы

Грикуров Г.Э., Равич М.Г., Соловьев Д.С. 1970. Главные черты тектогенеза Антарктиды // Информ. бюлл. САЭ, 1970, № 77.

Грикуров Г.Э., Каменев Е.Н., Равич М.Г. Тектоническое районирование и геологическая эволюция Антарктиды // Информ. бюлл. САЭ, 1978, № 97, с. 15–35.

Грикуров Г.Э., Михальский Е.В. Некоторые черты тектонического строения и эволюции Восточной Антарктиды в свете представлений о суперконтинентах // Российский журнал наук о земле, 2002. Т. 4, № 4, с. 247–257.

Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Голь К., Иванов С.В., Голынский А.В., Казанков А.Ю. 2010. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен). Настоящий сборник.

Лобач-Жученко С.Б. Источники вещества и механизмы формирования архейских кратонов // В сб.: Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, 2009.Т. 1, Санкт-Петербург, с. 334–337.

Михальский Е.В. Районирование земной коры Антарктиды по Sm-Nd изотопным данным // Доклады РАН. 2008. Т. 419, № 4, с. 519–523.

Михальский Е.В. Неопротерозойские и раннепалеозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение // Вестник МГУ, Сер.4 – Геология, 2007. № 5, с. 3–15.

Равич М.Г., Грикуров Г.Э. Основные черты тектоники Антарктиды // Советская геология. 1970. № 1, с. 12–27.

Соботович Э.В., Каменев Е.Н., Комаристый А.А., Рудник В.А. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1974. №11, с. 30–50.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Происхождение и дальнейшая судьба раннедокембрийской земной коры. // В сб.: Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2009, с. 179–181.

Boger S.D., Miller J.McL. 2004. Terminal suturing of Gondwana and the onset of the RossDelamerian orogeny: the cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions // Earth and Planetary Science Letters. V. 219, pp. 35–48.

Boger S.D., Wilson C.J.L., Fanning, C.M. 2001. Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton: the final suture between east and west Gondwana? // Geology. V. 29, pp. 463–466.

Borg S.G., DePaolo D.J. 1994. Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: constraints from isotopic mapping // Geology. V. 22, pp. 307–310.

Buggisch W., Kleinschimidt G. 2007. The Pan-African nappe tectonics in the Shackleton Range // in Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES, edited by A. K. Cooper and C. R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, 2007. Short Research Paper 058, 4 p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp058.

Craddock C. Tectonic map of Antarctica. // In: Bushnell V.C. and C. Craddock, ed. Geologic Maps of Antarctica. Antarctic Map Folio Ser., Folio 12, Pl. XXI.

Dalziel I.W.D. 1997. Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation // Geological Society of America Bulletin. V. 109, p. 16–42.

Elliot D.H. 1975. Tectonics of Antarctica: a review // American Journal of science. V. 275-A, pp. 45–106.

Fitzsimons I.C.W. 2003. Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica / In: Yoshida M. et al. (eds.) Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup. Geological Society of London Special Publication 206, pp. 93–130.

Grikurov G.E. 1982. Structure of Antarctica and outline of its evolution / In: Craddock C. (ed.) Antarctic geosciences. Madison, pp. 791–804.

Groenewald P.B., Moyes A.B., Grantham G.H., Krynauw J.R. 1995. East Antarctic crustal evolution: geological constraints and modelling in western Dronning Maud Land // Precambrian Research. V. 75, pp. 231–250.

Grunow A., Hanson R., Wilson T. 1996. Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening? // Geology. V. 24, pp.1063–1066.

Hubscher, C., Jokat, W. and Miller, H. 1996. Structure and origin of southern Weddell Sea crust: results and implications. In: Storey, B.C., King, E.C., Livermore, R.A (Eds.). Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-Up, Geol. Soc. Spec. Publ., London. Vol. 108, pp. 201–211.

Jacobs J., Fanning C.M., Henjes-Kunst F., Olesch M., Paech H.J. 1998. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land // Journal of geology. V.106, No.4, pp. 385–406.

King E., Leitchenkov G., Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., and Lodolo E. 1997. Crustal structure and sedimentation in Powell Basin. In: Barker P., Cooper A.K et. al (Eds.), Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic Margin, Part 2. Ant. Res. Ser., vol. 71, pp. 75–93.

Leitchenkov G.L. and Kudryavtsev G.A. 2000. Structure and origin of the Earth’s crust in the Weddell Sea Embayment (beneath the front of the Filchner and Ronne Ice Shelves from the Deep Seismic Soundings data. Polarforschung. Vol.67, N3, pp. 143–154.

Leitchenkov G.L., B.V. Belyatsky, N.V. Rodionov and S.A. and Sergeev. 2007a. Insight into the geology of the East Antarctic hinterland: study of sediment inclusions from ice cores of the Lake Vostok borehole, in Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES, edited by A. K. Cooper and C. R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 014, 4 p.; doi:10.3133/of 2007–1047.srp 014.

Leitchenkov G.L., V.V. Gandyukhin, and Y.B. Guseva. 2007b. Crustal structure and evolution of the Mawson Sea, western Wilkes Land margin, East Antarctica. In: Antarctica - A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES, edited by A. K. Cooper and C. R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 028, doi:10.3133/of2007-1047.srp028.

Leitchenkov G., Guseva J., Gandyukhin V., Grikurov G., Kristoffersen Y., Sand M., Golynsky A., Aleshkova N. 2008. Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies. Mar. Geoph. Res. Vol. 29, pp. 135–158.

Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A. & Beliatsky B.V. 1996. Geochemistry and origin of Mesoproterozoic metavolcanic rocks from Fisher Massif, Prince Charles Mountains, East Antarctica // Antarctic Science. V. 8, pp. 85–104.

Mikhalsky E.V., Beliatsky B.V., Savva E.V., Wetzel H.-U., Fedorov L.V Weiser Th., Hahne K. 1997. Reconnaissance geochronologic data on polymetamorphic and igneous rocks of the Humboldt Mountains, Central Queen Maud Land, East Antarctica / In: Ricci C.A. (ed.), The Antarctic region: Geological evolution and Processes. Siena, TERRAPUB, pp. 45–53.

Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Tingey R.J., Thost D.E., Kamenev E.N., Fedorov L.V. 2001. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // AGSO Geoscience Australia Bulletin. V. 247, 209 p.

Millar I. L., Pankhurst R. J., Fanning C. M. 2002. Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana Margin // Journal of the Geological Society. V. 159, pp. 145–157.

Mukasa S.B., Dalziel I.W.D. 2000. Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana’s Pacific margin constrained by zircon U-Pb geochronology and feldspar common-Pb isotopic compositions // GSA Bulletin. V. 112, pp. 611–627.

Munksgaard N.C., Thost D.E., Hensen B.J. 1992. Geochemistry of Proterozoic granulites from northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Antarctic Science. V. 4, pp. 59–69.

Osanai Y., Shiraishi K., Takanashi Y, Ishizuka H, Tainosho Y, Tsuchiya N, Sakiyama T., Kodama S. 1992. Geochemical Characteristics of Metamorphic Rocks from the Central Sor Rondane Mountains, East Antarctica. In: Yoshida Y., Kaminuma K. & Shiraishi K. (eds.) Recent Progress in Antarctic Earth Science. Tokyo, TERRAPUB, pp. 17–28.

Pankhurst R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Storey B.C., Ireland T.R. 1998. Geochronology and geochemistry of pre-Jurassic superterranes in Marie Byrd Land, Antarctica // Journal of Geophysical Research. V. 103. №B2, pp. 2529–2547.

Sheraton J.W., Black L.P., Tindle A.G. 1992. Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane the Bunger Hills, East Antarctica // Chemical Geology. V. 97, pp. 163–198.

Shiraishi K., Hiroi Y., Ellis D.J., Fanning C.M., Motoyoshi Y., Nakai Y. 1992. The First Report of a Cambrian Orogenic Belt in East Antarctica- An Ion Microprobe Study of the Lutzow-Holm Complex. In: Yoshida Y., Kaminuma K. & Shiraishi K. (eds.) Recent Progress in Antarctic Earth Science. Tokyo, TERRAPUB, pp. 67-74.

Siddoway C. S. 2008. Tectonics of the West Antarctic Rift System: New Light on the History and Dynamics of Distributed Intracontinental Extension In: Cooper A. K., Barrett P. J. et al. (Eds.). Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences. Washington, DC: The National Academies Press.doi:10.3133/of2007-1047.kp09.

Smith C. H. 1997. Mid-Crustal Processes During Cretaceous Rifting, Fosdick Mountains, Marie Byrd Land // In: Ricci C. A. (ed.), The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Siena, Terra Antartarctica Publ., pp. 313–320.

Tessensohn F. Shackleton Range, Ross orogen and SWEAT hypothesis. 1997. In: Ricci C.A. (ed.) The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes. Siena, Terra Antarctica Publ., pp. 512.

Zhao J-X., Shiraishi K., Ellis D.J., Sheraton J.W. 1995. Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: implications for the origin of syenitic magmas // Geochimica et Cosmochimica Acta. V. 59, pp. 1363–1382.

Antarctic Tectonic Evolution in the light of modern geodynamic concepts

Grikurov G.E., Leitchenkov G.L., Mikhalsky E.V.

---

1 - Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg, Russia

Abstract

A compilation of Tectonic Map of the Polar Regions, 1:10000000 (TEMPORE) was proposed by the Commission for the Geological Map of the World as part of research activities under the auspices of IPY 2007-2009. The first stage of this project envisaged creating a draft of new international tectonic map of Antarctica and its surrounding seas in I.S. Gramberg Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia). This work involved critical evaluation and synthesizing of abundant new geological and geophysical data obtained by the Russian and foreign Antarctic expeditions in the past 15-20 years. The results of state-of-the-art isotopic and geochemical studies of Antarctica's rocks, as well as new insights in the deep structure of its continental margin gained in the course of systematic marine geophysical investigations make possible to refine the tectonic models advanced by Antarctic scientists in preceding years and to propose an up-to-date vision of tectonic arrangement and geodynamic history of the Antarctic.

Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря
(по данным 24–26-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006-2009 гг.)

*А.В. Зайончек[1], Х. Брекке[2], С.Ю. Соколов[1], А.О. Мазарович[1],
К.О. Добролюбова[1], В.Н. Ефимов[1], А.С. Абрамова[1],
Ю.А. Зарайская[1], А.В. Кохан[1], Е.А. Мороз[1], А.А. Пейве,[1]
Н.П. Чамов[1], К.П. Ямпольский[1]*

---

1 – Геологический институт РАН, Москва, Россия
2 – Норвежский нефтяной директорат, Ставангер, Норвегия

Аннотация

В ходе экспедиций на НИС «Академик Николай Страхов» 2006–2009 гг. (Геологический институт РАН, Норвежский Нефтяной Директорат) детально закартированы акустическими методами значительные области хребта Книповича, южного склона хребта Мона, желобов Стурфьорд и Орли, континентального склона и окраин Земли Франца-Иосифа с общей протяженностью съемки около 22000 км. Были открыты: меридиональная зона деструкции шельфовой Свальбардской плиты, проявления дайковых комплексов и других вулканогенных образований на шельфе, проявления разгрузки газогидратов, современные тектонические нарушения на континетальном склоне и в осадочном чехле бортов хребтов Книповича и Мона и многое другое. Северо-западная окраина шельфа Баренцева моря обнаруживает сходство с рифтоподобными структурами на суше в северных районах о-вов Шпицберген, что свидетельствует о единой обстановке их формирования, а с учетом данных по смежным областям ложа океана дает материал для разработки модели, связывающей геодинамические процессы в континентальной и океанической литосфере.

1. Научные задачи и схема работ

Пристальное внимание к фундаментальным исследованиям шельфа и континентального склона в Арктике обусловлено двумя основными обстоятельствами. Во-первых, это открытие крупных и гигантских месторождений углеводородного сырья на Арктическом шельфе и континентальном склоне Атлантики и Северного Ледовитого океана, во-вторых, общая относительно слабая изученность взаимоотношения океанских и континентальных структур, особенно в высоких широтах, труднодоступных для исследований.

В 2006–2009 гг. Геологическим институтом РАН совместно с Норвежским Нефтяным Директоратом были проведены три экспедиции на НИС «Академик Николай Страхов» на хребте Книповича (север Атлантического океана), на севере Баренцева моря и на континентальном склоне Северного Ледовитого океана (рис. 1). Работы проводились в рамках задач Международного

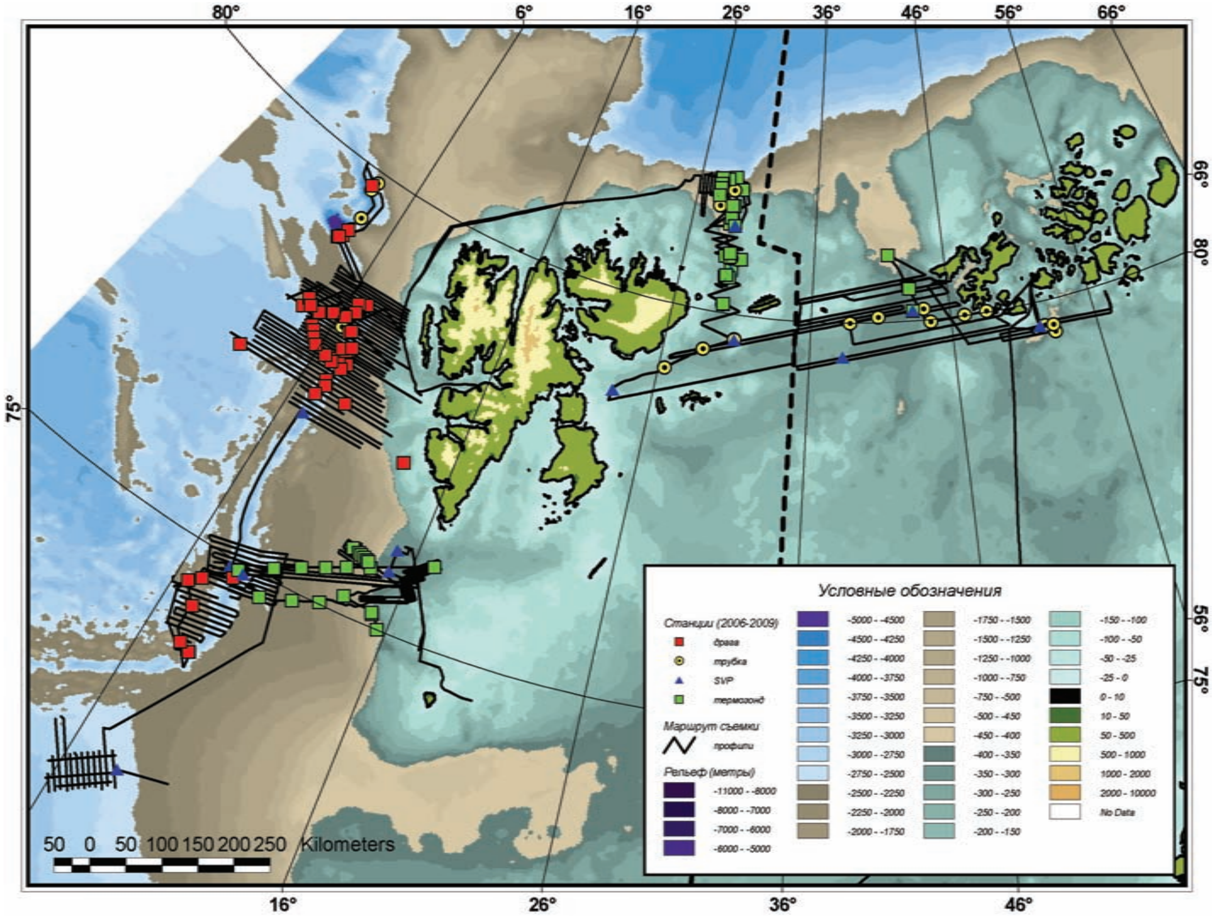


Рис. 1. Схема работ 24–26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов» (Геологический институт РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2006–2009). Рельеф показан по данным (IBCAO, 2005). Штриховая линия – расположение границы Норвегии, по представлениям последней.

полярного года (МПГ) как совместный проект России и Норвегии «Позднемезозойская-кайнозойская тектоно-магматическая эволюция баренцевоморского шельфа и континентального склона как ключ к палеогеодинамическим реконструкциям в Северном Ледовитом океане». В результате работ с эхолотированием и высокочастотным профилированием было пройдено около 22000 км, в том числе с сейсмоакустикой – 14000 км.

В экспедициях использовалась установленная на борту гидроакустическая система фирмы RESON. Она включает в себя программно-аппаратурный комплекс SeaBat, который объединяет: многолучевые эхолоты – SeaBat 8111 (мелководный) и SeaBat 7150 (глубоководный); GPS, сенсоры движения; датчики скорости звука у антенн эхолота и в водной толще (SVP-70 и SVP-30 соответственно); программного пакета сбора и обработки данных PDS2000. Одновременно с работой гидроакустической системы проводилась съемка высокочастотным акустическим профилографом EdgeTech 3300 и комплексом оборудования для проведения непрерывного сейсмического профилирования разработки ГИН РАН. Станционные работы включали измерения теплового потока, изучение верхней части осадочного чехла гравитационными трубками (длиной до 6 м) и драгирование коренных пород.

В настоящей работе представлены первичные результаты исследований на хребтах Книповича и Мона, континентальных склонах Атлантического и Северного Ледовитого океанов в районе архипелага Шпицберген, а также на севере шельфа Баренцева моря между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа. Подчеркнем, что изучение хребтов Книповича и Мона было логическим продолжением работ ГИН РАН в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта, которые проводились с 1986 г.

Проведенные исследования преследовали несколько целей. Во-первых, создать правдоподобную модель подъема архипелагов Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа с момента начала продвижения хребта Книповича на север до времени снятия гляциоизостатической нагрузки на шельфе, которая привела к активному сносу обломочного материала с шельфа в океан. В результате этих процессов была создана уникальная ситуация, когда рифтовая зона Атлантики, расположенная в нескольких десятках километров от бровки шельфа оказалась в зоне лавинной седиментации. Исследования деформаций осадочного чехла позволяют предлагать обоснованные выводы о характере и амплитудах современных движений на срединно-океаническом хребте, что, практически, невозможно в других сегментах Мировой рифтовой системы.

Во-вторых, выявить и объяснить происхождение магматических образований на акватории между архипелагами Шпицберген и Земли Франца-Иосифа. Дайковые комплексы северной части Баренцева моря в пределах российского сектора имеют северо-западное простирание, что полностью согласуется с геологическими данными по архипелагу Земля Франца-Иосифа. Применительно к Норвежскому сектору подобных работ вообще не проводилось. В настоящее время известны только две станции, в которых подняты базальты апт-альбского возраста. Они сопровождаются амплитудными магнитными аномалиями.

В-третьих, по существующим моделям на ранней стадии развития Арктической системы хребтов континентальная зона сдвига, соединяющая хребты Гаккеля и Мона, превратилась в результате продвижения спредингового центра со стороны хребта Мона в хребет Книповича. В последнем имеются косвенные признаки указывающие на возможность выхода на поверхность дна пород верхней мантии. К ним можно отнести: ультрамедленную скорость спрединга, наличие глубинных срывов в осевой части срединно-океанического хребта, аномальные скорости продольных сейсмических волн в океанической коре, соответствующие серпентинизированным ультрамафитам, сегментацию хребта, обусловленную большим количеством нетрансформных смещений. К последним приурочены значительные аномалии метана.

В-четвертых, в пределы шельфа Баренцева моря «вдаются» троги (Франц-Виктория и др.), которые практически не изучены. На основании морфологических признаков предполагается (например *Милановский, 1996*), что они имеют рифтовую природу. Детальные геолого-геофизические исследования в них не проводились.

Область сочленения прогиба Стурфьорд с Норвежско-Гренландским бассейном *(Ljones et. al., 2004)* располагается в пределах разломной зоны Хорнсунд, являющейся одной из ключевых при рассмотрении этапов развития региона и активизации северо-западной окраины Баренцева моря. Она также расположена на «линии» нахождения четвертичных вулканов Шпицбергена. Желоб Орли, расположенный параллельно этой разломной зоне к востоку от Свальбарда, также содержит признаки четвертичных вулканических образований. В совокупности с полученными батиметрическими данными это позволяет предположить наличие там четвертичных вулканов.

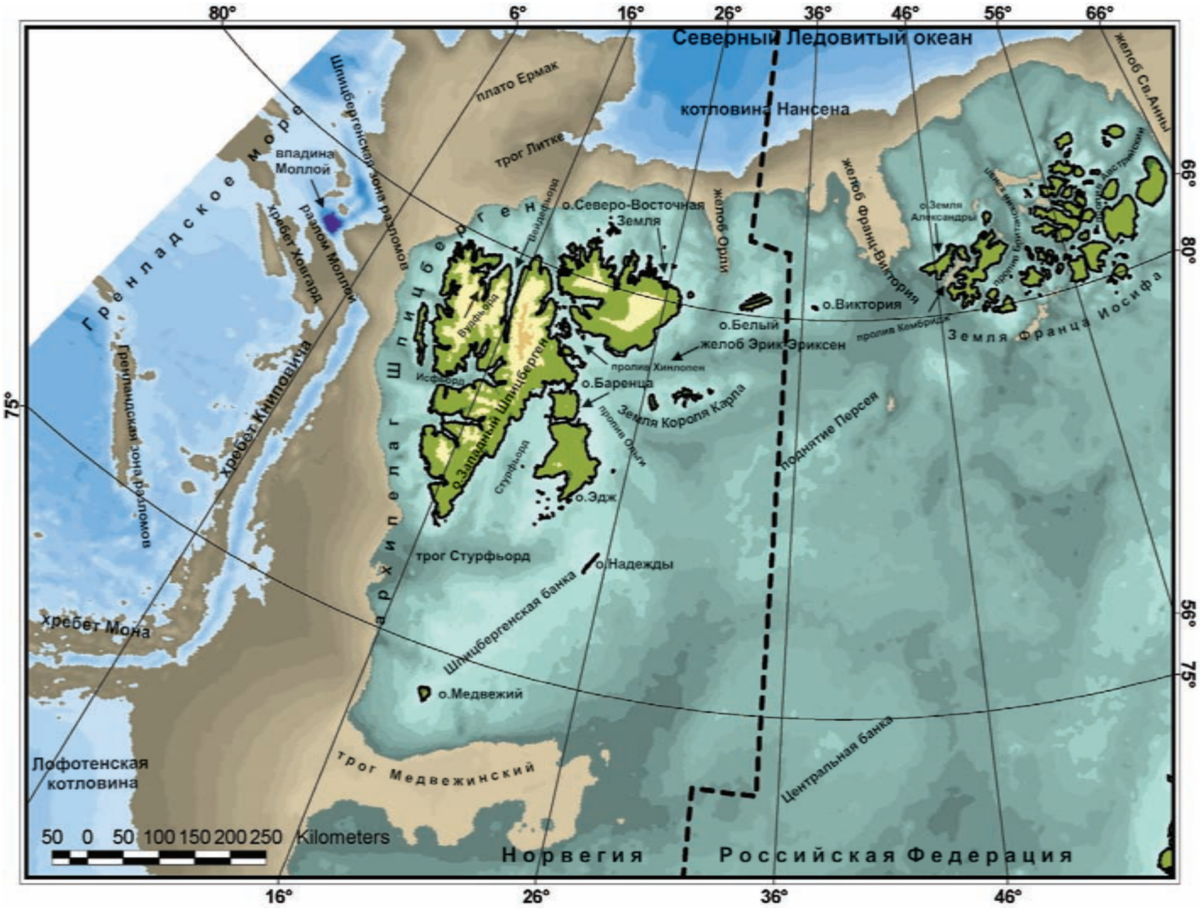
Обзор объектов, подлежащих изучению для решения указанных выше задач, позволил наметить контуры районов полигонных съемок и полевых работ, которые и были реализованы в ходе экспедиционных работ 2006–2009 гг. (рис. 1). Это окраина Земли Франца-Иосифа, желоб Орли и прилегающий континентальный склон, желоб Стурфьорд и прилегающий континентальный склон, хребет Книповича и его сочленение с хребтом Мона, южный фланг хребта Мона. Далее будут описаны результаты акустических методов – многолучевой батиметрии, сейсмоакустики и высокочастотного профилирования на указанных объектах.

2. Краткий обзор геологии северо-запада Баренцева моря

Баренцево море расположено в западной части Евроазиатского шельфа Арктики (рис. 2). Оно отделено от глубоководных впадин Северного Ледовитого и Атлантического океанов поднятиями архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа.

В Баренцевом море преобладают глубины от 100 до 350 м. Вблизи границы с Норвежским морем они достигают 600 м. Рельеф характеризуется многими пологими подводными возвышенностями и понижениями (см. рис. 2). Строение рельефа осложняется рядом желобов ортогональных в плане к кромке шельфа как на севере, так и на западе моря. В первом случае это желоба Франц-Виктория, Орли (глубины превышают 530 м), а также морфоструктуры, расположенные на продолжении пролива Хинлопен, Вуд- и Вейде-фьордов. На западе – это желоба Медвежий и Зюйдкапп. Северо-запад Баренцева моря *(Дибнер, 1957, Карякин и др., 2009, Объяснительная, 1996, Сущевская и др., 2004, Столбов и др., 2006, Хаин, 2001, Шипилов, Тарасов, 1998, Smith et al., 1976, The Geology..., 1997, Geology.., 1998)* имеет континентальную кору гренвильского возраста (т.н. Свальдбардская плита), которая в пермское и мезозойское время претерпела несколько этапов деструкции или магматических прявлений.

Рис. 2. Схема расположения основных географических объектов и элементов структуры северо-запада Баренцева моря и прилегающих частей Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Рельеф показан по данным (IBCAO, 2005). (Условные обозначения см. Рис. 1).



В северо-западной части Баренцева моря расположен архипелаг Шпицберген. Он включает в себя четыре главных острова и около 150 мелких с общей площадью более 62 тыс. км^2. Максимальная высота рельефа – 1717 м. Около 60% территории архипелага покрыто ледниками.

Основные складчатые и разрывные структуры Шпицбергена имеют меридиональные простирания. Крупными разломами (левые сдвиги с амплитудами до тысячи (?) километров), которые заложились в конце силура – начале девона, архипелаг разделен на три главных зоны – Западную, Центральную и Восточную. Последняя имеет гренвильский фундамент и слабо дислоцированный верхнепротерозойский и палеозойско-мезозойский чехлы (суммарная мощность оценивается в первые километры). В конце юры–начале мела отмечены слабые несогласия и внедрение силлов и даек долеритов. Время образования складчатых структур Западного Шпицбергена – от начала палеоцена до конца эоцена.

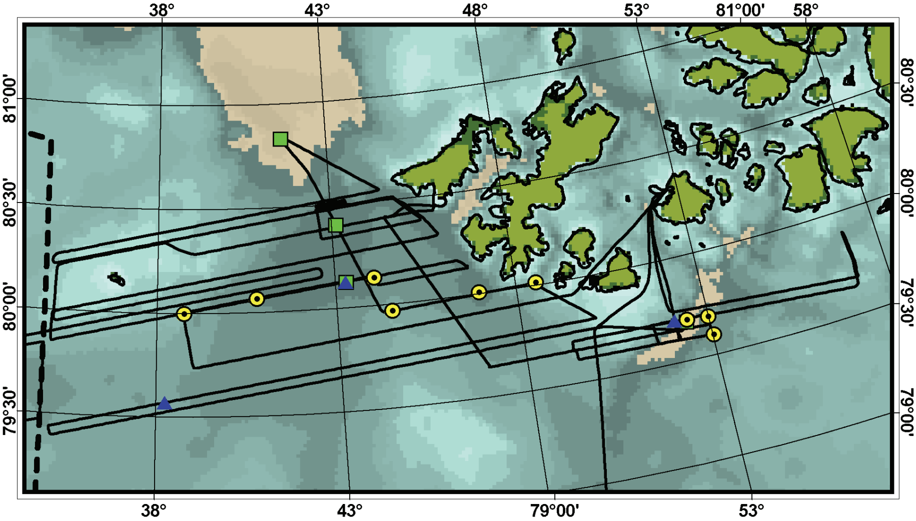


Рис. 3. Схема работ НИС «Академик Николай Страхов» в районе архипелага Земля Франца Иосифа. Условные обозначения см. рис. 1.

Складчатые деформации на Западном Шпицбергене были вызваны коллизией двух континентальных плит, разделенных трансформным разломом Книповича, по которому происходило правостороннее смещение. На рубеже эоцена и олигоцена (50–30 млн. лет) и в миоцене (15–5 млн. лет) был интенсивный подъем Баренцевоморского региона. Последний вызвал оживление тектонических движений. В четвертичное время были сформированы вулканические постройки и трубки взрыва в зоне разлома Брейбоген–Бокк-фиорд (север о. Западный Шпицберген). Четвертичные базальты по своему составу относятся к производным щелочно – оливин – базальтовой магмы.

В восточной части архипелага Шпицберген расположен архипелаг Короля Карла. Его максимальная высота составляет 270 м. Он включает в себя множество небольших островков и скал, а также три главных острова. Наиболее восточный (о. Абельсойа) сложен базальтами мелового возраста. Более западные (о-ва Конгсойа и Свенксойа) сложены осадочными, в основном, терригенными породами позднетриас – раннемелового возраста, а также лавами меловых базальтов.

Архипелаг островов Земля Франца-Иосифа включает в себя порядка 190 островов, которые разделены глубоководными (400–650 м) проливами (Кембридж, Британский канал и Австрийский). Площадь архипелага составляет порядка 12 тыс. км^2. Его максимальная высота составляет 620 м. Около 60% территории архипелага покрыто ледниками.

Основная часть архипелага слагается терригенными породами верхнего триаса–верхней юры. В строении архипелага Земля Франца-Иосифа участвуют также образования двух главных магматических комплексов позднеюрского- и ранннемелового возрастов. Во время их становления внедрялись дайки и силлы долеритов, штоки габбро- и габбро-диоритов. Установлены также и покровы базальтов. Они различаются по вещественному составу вулканических пород и физико-химическим параметрам формирования расплавов. Первый, трапповый, был сформирован в результате действия обширного плюма и характеризует собой начальный этап развития Канадского бассейна. Второй был образован в совершенно иной геодинамической обстановке, по большинству параметров сопоставимой с действием «горячей точки».

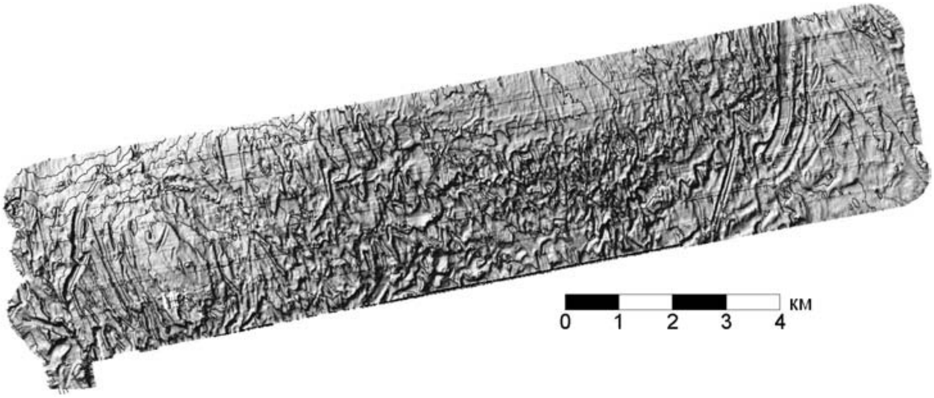


Рис. 4. Оттененный рельеф в верховьях желоба Франц-Виктория, показывающий ледниковые борозды вспахивания. Изобаты проведены с шагом 5 метров.

3. Район архипелага Земля Франца Иосифа

В ходе работ НИС «Академик Николай Страхов» была проведена батиметрическая съемка шельфа архипелага Земля Франца Иосифа в масштабе 1:500000 (рис. 3). Здесь шельф Баренцева моря представляет собой систему пологих поднятий и депрессии с глубинами 300–400 м. На долготе 43°в.д. и широте 80°30’с.ш. в южной части желоба Франц-Виктория был отснят детальный полигон (рис. 4). Установлено, что на глубинах порядка 300 м широко развиты борозды ледового выпахивания. При протяженности в километры их ширина достигает 30–40 м, а врез – до 6–8 м. Борозды формируют два типа рисунка: хаотический и групповой. Последний представлен крупными рвами с длинными прямолинейными сегментами, повторяющими рисунок соседних борозд. Последовательность наложений борозд друг на друга показывает разновозрастную историю движения килевых частей айсбергов по дну моря, и представляет собой предмет изучения гидрологической обстановки в голоцене.

4. Желоба Эрик-Эриксен, Орли и континентальный склон Северного Ледовитого океана

Желоб Орли представляет собой, по данным (IBCAO, 2005), дугообразную морфоструктуру, которая соединяется на юге с желобом Эрик-Эриксен (см. рис. 2), а на севере «открывается» в сторону континентального склона.

Полигонная съемка (рис. 5.) показала, что желоб имеет более сложный рельеф, чем было показано ранее (IBCAO, 2005). На самом юге полигона он имеет асимметричное строение с более крутым западным бортом, глубины на поверхности которого составляют 60–80 м. Вдоль него расположена наиболее погруженная часть дна с глубинами 420–480 м. Ширина желоба изменяется от 2 до 4–5 км. В районе 80°25’ с.ш. происходит его резкое (до 400–500 м) сужение и вдоль западного борта проходит канал, протяженность которого достигает 6 км. На севере полигона он соединяется с резким расширением морфоструктуры (до 10 км). В отличие от южных участков максимальные глубины дна располагаются около восточного борта. Участки желоба разделены холмами или их группами, которые вытянуты вдоль простирания желоба. Глубины на их вершинах располагаются в диапазоне 180–250 м. Для холмов характерны более крутые южные склоны, которые, как правило, шире северных. Все особенности строения дна полигона свидетельствуют о существовании сильных придонных течений, которые направлены в северном направлении и обеспечивают возникновение эрозионных форм рельефа.

Интересной особенностью рельефа желоба Орли является наличие кольцевой структуры на северо-востоке отснятого полигона с координатами центра 80°28’ с.ш. и 29°52’ в.д. Диаметр структуры составляет около 1700 м высота бортов до 90 метров. Анализ магнитных данных *(Olesen et al, 1997)* показывает, что структура расположена в пределах интенсивной линейной субмеридиональной аномалии отрицательного знака. Это может свидетельствовать о том, что выявленная структура является результатом действия четвертичного вулканизма. Известно, что сходные образования, в пределах архипелага Шпицберген *(The Geology..., 1997)*, где они также отражены магнитной аномалией положительного знака. Учитывая тот факт *(Хуторской и др., 2009)*, что тепловой поток в данном желобе превышает фоновый в 10 раз (до 500 мВ/м^2), можно говорить о рифтогенной природе данной структуры.

В области перехода от шельфа к котловине Нансена в устье желоба Орли, севернее 81°30’с.ш. была сделана серия профилей, расположенных вкрест и параллельно простирания бровки шельфа (рис. 6). Здесь, на расстоянии порядка 35 км, происходит резкое нарастание глубин от 200 до 2500 и более м. На континентальном склоне, особенно в западной части отснятого района, широко

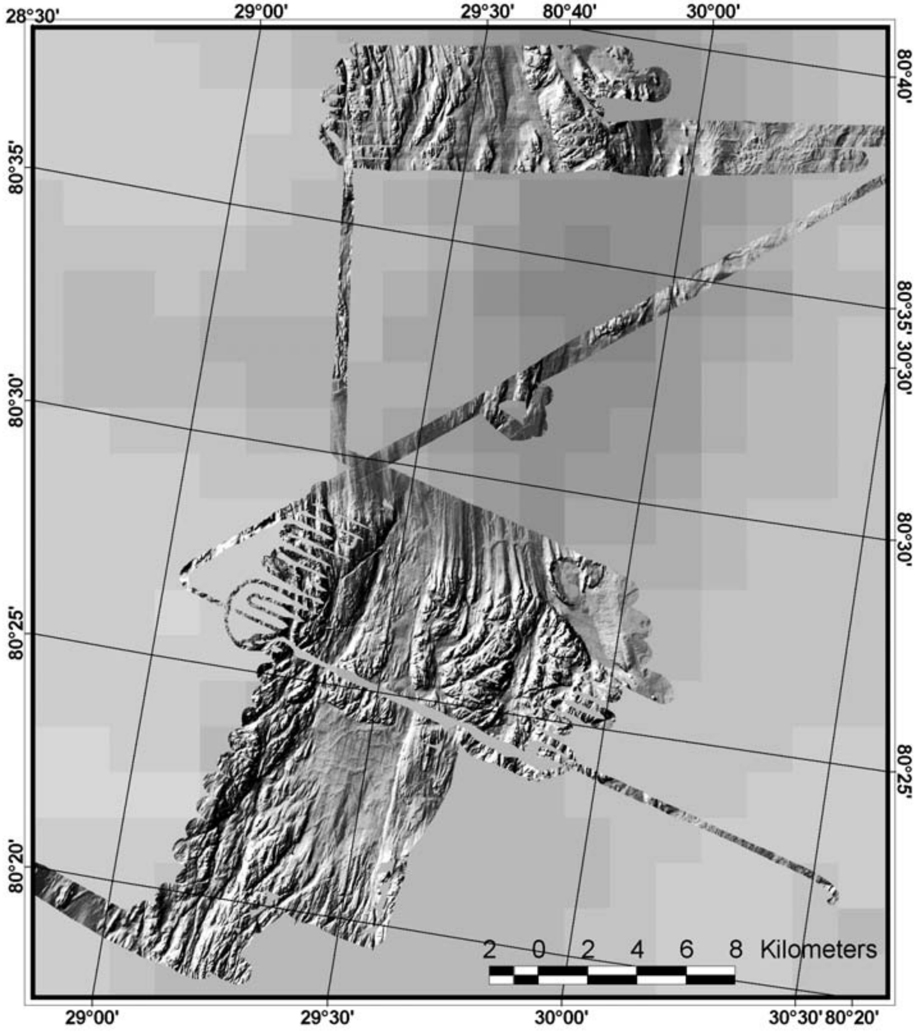


Рис. 5. Оттененный рельеф средней части желоба Орли.

развиты крупные оползневые тела, которые встречаются до глубин 2400–2500 м. На востоке преобладают крупные прямолинейные борозды.

На севере Баренцева моря характерно распространение континентальных морен, залегающих на коренных породах, экранирующих проникновение сигналов высокочастотного профилографа. Разрез по данным *(Мурдмаа, Иванова, 1999, Murdmaa et al., 2006)* состоит из трех горизонтов послеледниковых отложений. Нижний из них (горизонт III) представлен песчано-алевритово-пелитовыми илами с большим количеством рассеянных обломков, в том числе окатанных, различных континентальных пород. Горизонт отличается от вышележащих повышенной плотностью осадков. Возраст этого горизонта оценивается древнее 13 тыс. лет. Его видимая мощность превышает 50 м. Средний (горизонт II) рассматривается как переходный к горизонту I. Его мощности и литологический состав сильно варьируют *(Мурдмаа, Иванова, 1999)*. Он представлен переслаиванием осадков пелитовой–песчаной размерности. В других случаях это могут быть однородные алеврито-пелитовые илы. Контакт с нижележащим горизонтом III резкий. На записи профилографа по данным *(Мурдмаа, Иванова 1999)* горизонт II акустически представлен полупрозрачной слоистой толщей, облекающей неровности подстилающего горизонта. Его возраст оценивается как 9.5–13 млн. лет, мощность составляет 20–60 м. Верхний (горизонт I) также сложен алеврито-пелитовым илами голоценового возраста. На профилях выражен в виде акустически прозрачного слоя. Его мощность – 1–5 м.

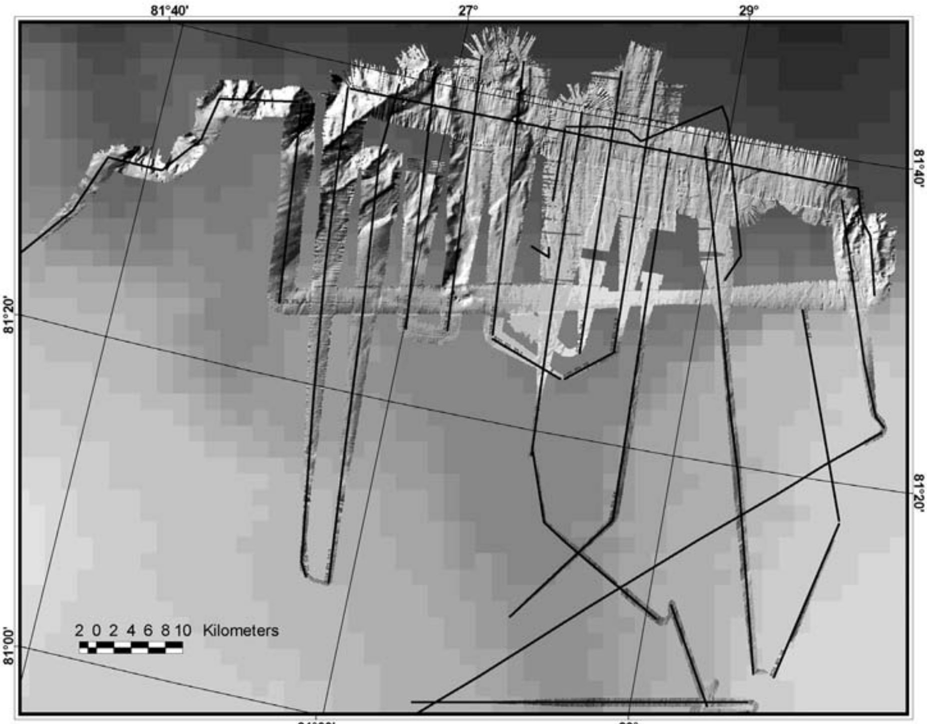


Рис. 6. Оттененный рельеф континентального склона в устье желоба Орли.

По данным исследования НИС «Академик Николай Страхов» в юго-западной части желоба Эрик-Эриксен наблюдается маломощный акустически прозрачный горизонт мощностью около 2 м, который представляет собой голоценовые илы (горизонт I). Ниже идет хаотически построенная толща мощностью более 5 м, нижняя граница которой не видна. Вероятно, что эта толща представляет собой моренные отложения, либо постгляциальные отложения толщи III. Далее к западу, по мере уменьшения глубин в сторону Земли Короля Карла, начиная с 34°45'в.д., толща I присутствует фрагментарно и непосредственно на поверхность дна выведены отложения толщ III и IV

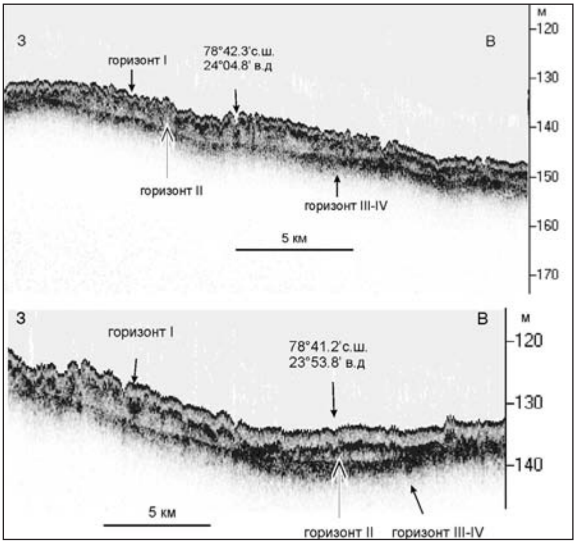


Рис. 7. Строение верхней части осадочного разреза желоба Эрик-Эриксен.

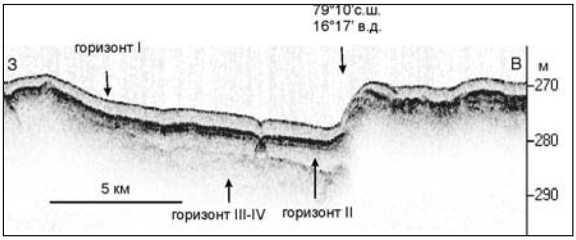


Рис. 8. Сброс с опущенным западным крылом (желоб Эрик-Эриксен).

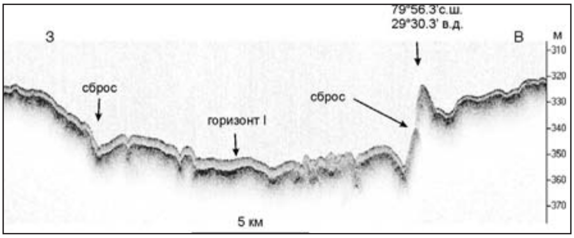


Рис. 9. Сброс в восточной части меридионального желоба Эрик-Эриксен.

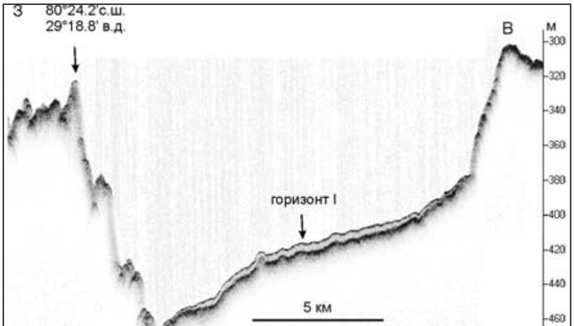


Рис. 10. Характер распространения отложений горизонта I.

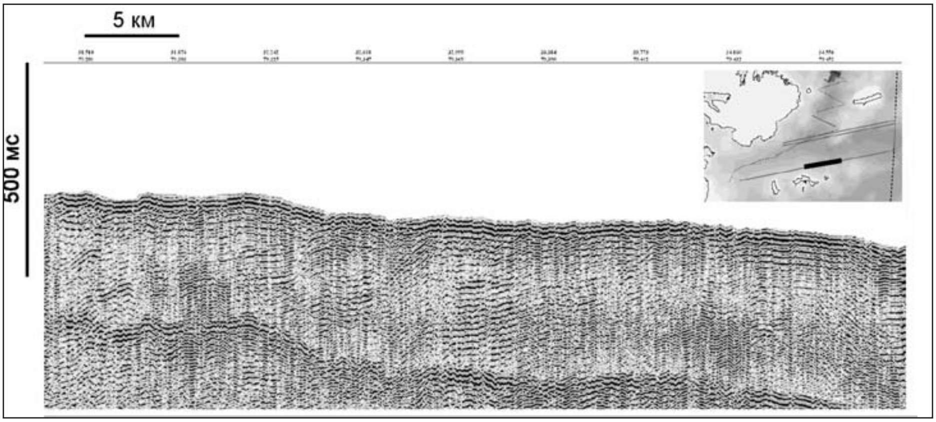
(моренные). Начиная с глубин 250 м, запись становится акустически непрозрачной. По всей видимости, склоны поднятия островов Земли Короля Карла сложены плотными моренными отложениями, либо, что менее вероятно, здесь, на поверхности выходят коренные породы. Толща I местами достигает мощности 5 м. Она прорезана многочисленными мелкими каньонами на северном склоне поднятия Земли Короля Карла. Здесь же установлены следы выпахивания айсбергами в виде борозд глубиной до 3–5 м.

Дно желоба Эрик-Эриксен в районе 79°42'–79°38.7'с.ш. сложено толщами I и II. Причем мощность верхней толщи выдержанная – 2-3 м, а нижняя сильно варьирует от 12 м в раздувах до полного выклинивания (рис. 7). Возможно, что она представляет собой образование конусов выноса тонкого материала в наиболее глубокую часть желоба Эрик-Эриксен. Отдельные сбросы с амплитудой около 5 м наблюдаются в пределах северного борта желоба в его западной части. Поверхности сбросов «запечатаны» горизонтом I. В западной части линзовидные раздувы толщи II достигают 7 м. Наблюдаются молодые разрывные нарушения. В пределах западной части трога (79°10'с.ш. 16°17' в.д.) имеется сброс субмеридионального простирания с опущенными западным крылом. Амплитуда перемещения до 9 м. При этом толща II смещена по сбросу. Последний был сформирован до накопления толщи I (рис. 8).

Склоны меридионального желоба Эрик-Эриксен сложены акустически жесткими породами (предположительного мореной). На широте 79°55'с.ш. акустически прозрачная, маломощная толща I эпизодически появляется с глубины 310 м, а с глубины 330 м она образуют выдержанный горизонт мощностью 3-5 м. Дно желоба ограничено с обоих бортов сбросовыми уступами с амплитудой перемещения около 20–30 м. Поверхности сбросов запечатаны отложениями горизонта I. Нет признаков голоценовой тектонической активности за исключением восточного борта, где возможно в результате молодых тектонических движений был подновлен доголоценовый сброс (рис. 9). По широте 80°07' с.ш. почти полное отсутствие голоценовых отложений I даже в наиболее глубоких частях желоба, возможно объясняется высокой скоростью придонных течений, выносящих тонкий материал на континентальный склон Баренцева моря. Маломощные (1-2 м) отложения I развиты только в отдельных локальных впадинах (рис. 10).

Сейсмоакустические данные южного борта желоба Эрик-Эриксен показывают, что субмеридиональные структуры желоба Орли имеют южное продолжение. Вдоль его оси расположена интенсивная магнитная аномалия отрицательного знака. На профиле (рис. 11) представлена антиклинальная складка, срезанная эрозионными процессами. На крыльях складки хорошо видны наклонные горизонты, утыкающиеся в дно. Местами видны сбросовые нарушения. В ядре складки видна амплитудная высокочастотная аномалия сейсмической записи. На западном крыле – низкочастотная аномалия, как правило, возникающая при флюидонасыщенности пород. Западнее, на том же профиле, в районе Земли Короля Карла (см. рис. 2) видно, что субмеридиональный желоб Орли, ограничен сбросами. На широте о. Белый (см. рис. 2) он нарушает докембрийское основание, В его пределах мезозойские отложения дислоцируются, вероятно, ядро слагается породами горизонта Ia (нижняя пермь), а крылья – горизонтом B (неоком), который выклинивается.

К северу от средней части желоба Орли, где на поверхность дна выходят докембрийские породы, на акустическом фундаменте на бортах желоба несогласно залегают осадочные толщи. Поверхность несогласия представляет собой субгоризонтальную поверхность, которая смещается сбросовыми нарушениями



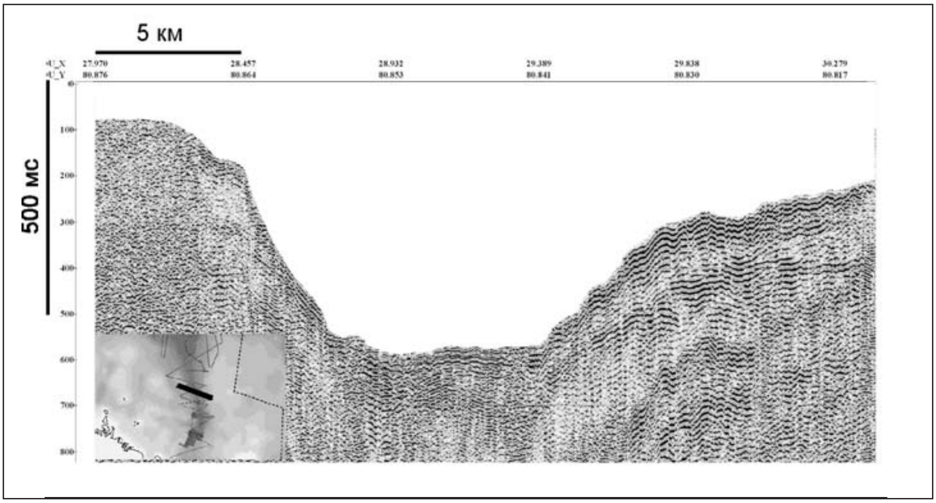
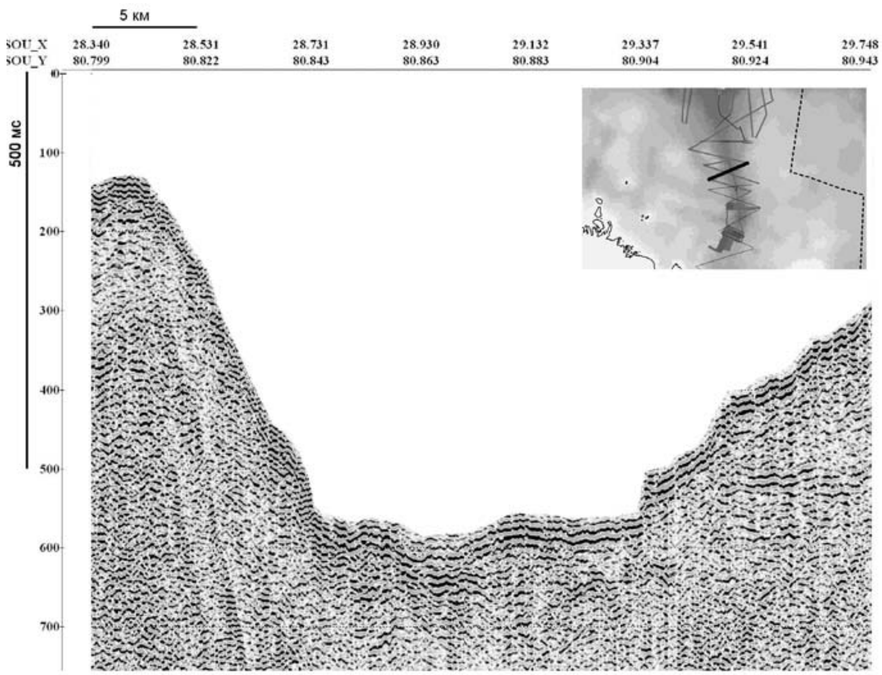


Рис. 11(вверху). Фрагмент профиля S25_P2_13. По оси X – широта и долгота, вертикальная развертка – 800 мс. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

Рис. 12(внизу). Фрагмент профиля S25_P2_211. По оси X – широта и долгота, вертикальная развертка – 800 мс. На врезке – положение профиля. Штриховая линия – государственная граница Норвегии (западнее) и России (восточнее). Ориентировка северо-запад – юго-восток.

желоба вместе с осадочным чехлом (рис. 12), который, скорее всего, имеет палеогеновый возраст. В ряде случаев на западном борту прослеживается более одной горизонтальной площадки. Это свидетельствует о том, что в данном блоке могли сохранится и более древние отложения, например меловые. Характерной особенностью отложений в желобе являются прирусловые турбидитные отложения мощностью до 200 метров. На профиле (рис. 13) сбросовые нарушения затрагивают не только акустический фундамент, но и осадочный чехол. Это говорит о том, что деформации региона являются неотектоническими и эрозия не успела осуществить сглаживание склонов до стабильного профиля.



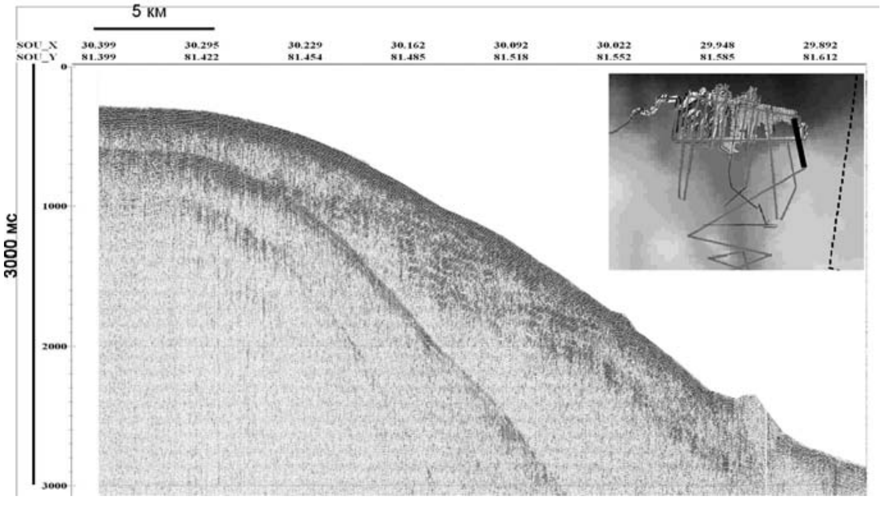
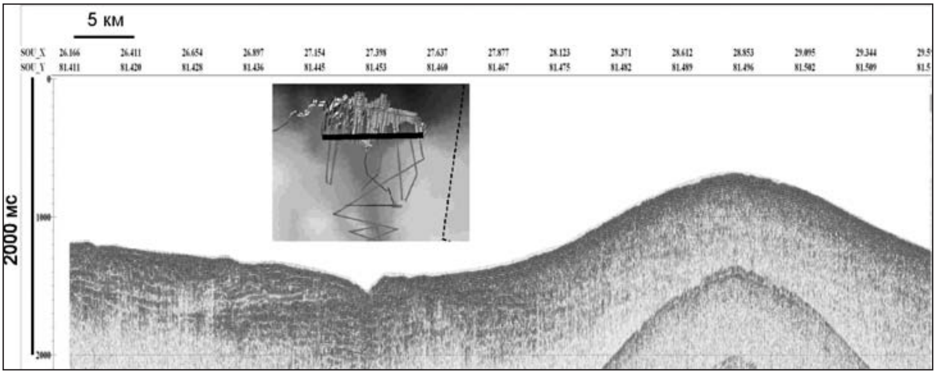


Рис. 13. Фрагмент профиля S25_P2_311-1. По оси X – широта и долгота, вертикальная развертка – 900 мс. На врезке – положение профиля. Штриховая линия – государственная граница Норвегии (западнее) и России (восточнее). Ориентировка юго-запад – северо-восток.

Рис. 14. Фрагмент профиля S25_P3_01. По оси X – широта и долгота, вертикальная развертка – 3000 мс. На врезке – положение профиля. Штриховая линия – государственная граница Норвегии (западнее) и России (восточнее). Ориентировка юго-восток – северо-запад.



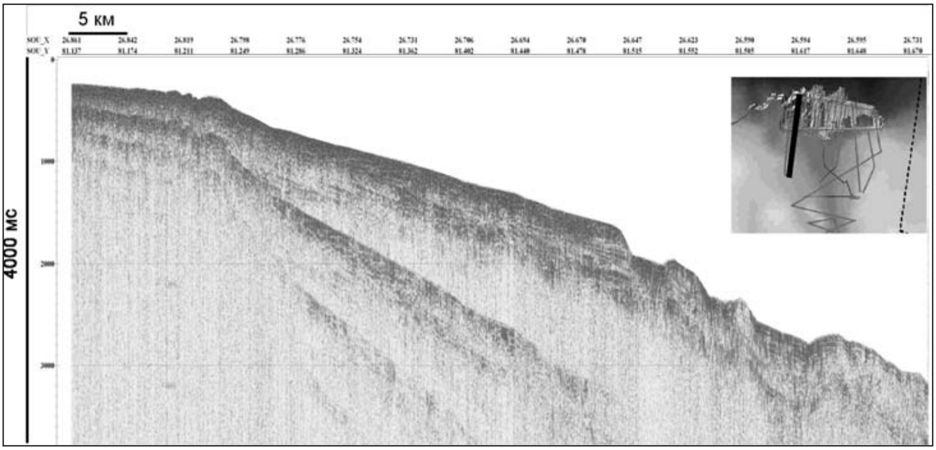


Рис. 15(вверху). Фрагмент профиля S25_P3_25. По оси X – широта и долгота, вертикальная развертка – 2000 мс. На врезке – положение профиля. Штриховая линия – государственная граница Норвегии (западнее) и России (восточнее). Ориентировка запад-восток.

Рис. 16(внизу). Фрагмент профиля S25_P3_22-3. По оси X – широта и долгота, вертикальная развертка – 4000 мс. Ориентировка юго-запад – северо-восток.

В 2007 г. НИС «Академик Николай Страхов» провел работы на континентальном склоне Северного Ледовитого океана вплоть до 82°с.ш.

При выходе на систему галсов, перпендикулярную бровке шельфа были обнаружены частотные аномалии записи, что происходит при насыщении пористой матрицы флюидом. Они расположены на глубинах 20–40 м под дном и по латерали ограничены сменой знака градиента рельефа и разломными зонами. На рис. 14 представлен фрагмент профиля S25_P3_01, расположенного вкрест бровки шельфа на траверзе восточного борта желоба Орли. Здесь можно выделить отражающие горизонты, которые имеют пологое падение к северу. Наиболее вероятно, что они имеют палеогеновый возраст. В ряде мест, где склон срезает наиболее интенсивные отражения, видны небольшие (20–25 метров) аномалии рельефа, возникающие при денудации плотных слоев. В нижней части склона расположена массивная оползневая структура. Подобного рода образования установлены *(Hjelstuen et al., 2007; Vanneste et al., 2006; Winkelmann et al., 2007)* на континентальном склоне Норвегии, в троге Литке, также на продолжении пролива Хинлопен (см. рис. 2).

Не исключено, что эти тела могут являться верхней частью конуса выноса, где отлагаются наиболее крупные фракции обломочного материала, что также приводит к снижению когерентности отражений. Суммарная мощность стратифицированной толщи на данном разрезе – около 2000 м. При этом верхний комплекс между дном и первым сильным рефлектором является акустически прозрачным, что также говорит о его крупнообломочной турбидитной природе. Галс S25_P3_25 (рис. 15) расположен выше по склону с глубиной дна около 1 км. В восточной его части выделяется конус выноса с акустически прозрачным характером отложений, аналогичным верхней части разреза профиля S25_P3_01 (рис. 14). В западной части профиля видно сечение другого «языка» конуса выноса, залегающего выше на акустическом горизонте, имеющем продолжение в своде восточного конуса. Это говорит о том, что восточный конус сейчас «отключен» от источника сноса, русла донных течений отмигрировали на запад и сформировали врез в более древнем конусе, откладывая кластический материал поверх флангов более древнего образования на больших удалениях. При этом не исключено, что русло потока мигрировало еще раз совсем недавно, поскольку оно стало эродировать зону сочленения западного и восточного конусов.

Галс S25_P3_22-3 (рис. 16) расположен перпендикулярно бровке шельфа на западном борту желоба Орли. Отличительной особенностью осадков на этом борту является отсутствие акустически прозрачных турбидитных отложений, перекрывающих консолидированные толщи с большим коэффициентом отражения. Вблизи континентального подножия склона расположены оползневые блоки. В пределах склона выявлен субгоризонтальный останец, сложенный высокоамплитудными отражениями, аналогичными палеогеновым в верхней части склона, с эродированной кровлей. Конфигурация данного образования хорошо выражена в карте рельефа. Эти особенности указывают на активное развитие осадконакопления за счет эрозии и сноса палеогеновых пород архипелага Шпицберген и изостатической реакции корового субстрата на увеличение нагрузки. Возможно, что именно изостатические перемещения являются триггером, меняющим русло турбидитных потоков.

5. Желоб Стурфьорд и континентальный склон Атлантического океана

Желоб Стурфьорд (см. рис. 2) имеет ЗЮЗ направление, корытообразный поперечный профиль с более пологим южным склоном в верховьях и более пологим северным склоном в устье, по тальвегу глубины меняются от 150 м в верховьях до 400 м в устье трога. В процессе съемки были установлены множественные несоответствия с данными карты IBCAO. По данным съемки (рис. 17) южный склон имеет перегибы на глубине 250 и 350 м, образуя ступени с небольшим наклоном в сторону дна желоба. На глубине около 300 м зафиксированы многочисленные борозды выпахивания с общим направлением движения вдоль простирания желоба. Они были отнесены к двум генетичес-

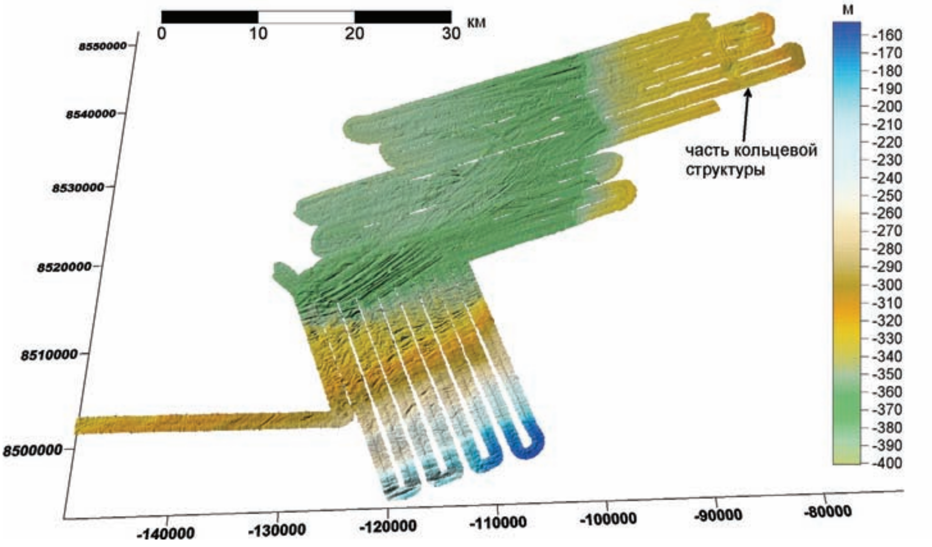


Рис. 17. Оттененный 3D рельеф устьевой части желоба Стурфьорд. Координаты – UTM37.

ким группам. Предполагается, что серия параллельных борозд у подножия южного склона имеет тектоническое происхождение (см. рис. 17), а остальные представляют собой борозды выпахивания килевыми частями айсбергов. Протяженность первых составляет 10 км в ССВ направлении, а их общая ширина составляет около 7 км. Ледниковые борозды отличаются волнистостью линий. Борозды исчезают на глубинах 500–600 м.

Южнее желоба на профиле S26-001 (рис. 18) четко выражена система гряд, возвышающаяся над дном до 10–15 метров. Подобные образования известны и в северной части Баренцева моря *(Мусатов, 1996)*. Наиболее вероятно, что они имеют субвулканическое происхождение (дайки), о чем свидетельствуют и магнитные аномалии над ними. Выраженность даек в рельефе можно объяснить кайнозойским (до настоящего времени) поднятием земной коры, которая сопровождалась эрозией осадочных тел, в которые внедрялись субвулканические тела. Небольшие линзы осадков на акустически непрозрачном субстрате вокруг неровностей дна связанных с дайками, объясняются гидродинамической структурой разгрузки течений, всегда имеющей место при аномалиях рельефа. Данные формы выявлены в пределах изолированной аномалии магнитного поля, имеющей север-северо-восточную ориентацию. На ее продолжении наблюдались аналогичные образования в желобах Эрик-Эриксен и Орли.

В желобе Стурфьорд на глубине около 20 метров установлен рефлектор, не имеющего конформности с дном. Он может отвечать как границе стабильности газогидратов, так и кровле акустического фундамента, соответствующего кайнозойским осадочным породам. Кроме того, подобная граница может иметь термальную природу *(Левашкевич, 2005)*. В целом, при переходе к северной части желоба, характер рефлекторов становится устойчиво трехслойным, аналогичным стратификации района желобов Орли и Эрик-Эриксена.

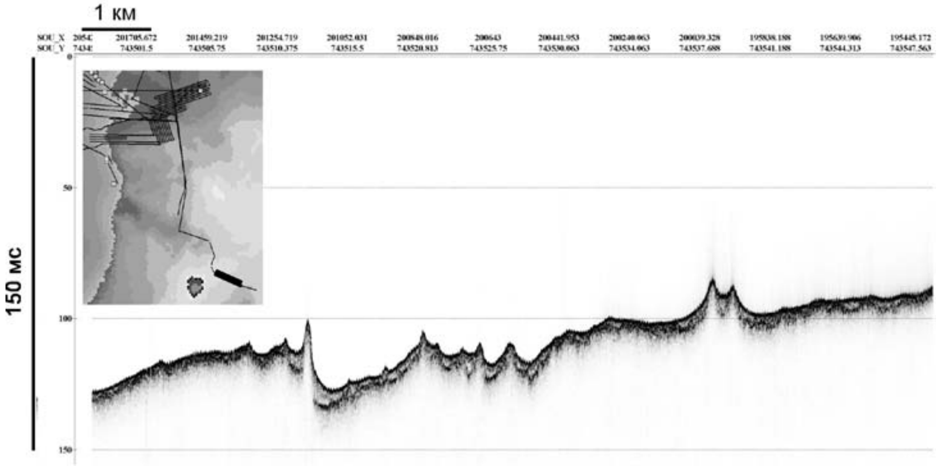
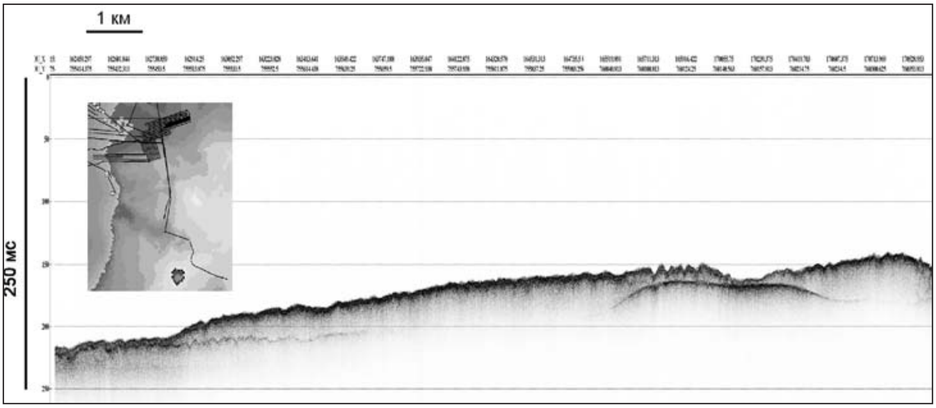


Рис. 18. Фрагмент профиля S26-001. По вертикали – миллисекунды, по горизонтали – долгота и широта в формате ГрадМинСек.ххх. На врезке – положение профиля. Белые квадраты – станции. Ориентировка запад-восток.

В северо-восточной части полигона на борту желоба, при пересечении кольцевой структуры, выраженной в рельефе (см. рис. 17), у поверхности дна обнаружен рефлектор с резким увеличением динамики (рис. 19), который поднимается в центре депрессии почти к поверхности дна. Первая версия о его происхождении состоит в том, что здесь происходит разгрузка газогидратов, перешедших в подвижное флюидное состояние. Второе объяснение – он соответствует магматическому телу, которому соответствует магнитная аномалия. Возможен и комбинированный вариант интерпретации, при котором магматизм вызвал эффект дегазации. К северу от центра депрессии в водной толще обнаружены следы дегазации.

По данным сейсмоакустики на переходе от бровки шельфа в желобе Стурфьорд к склону получена запись общей мощностью проникновения по осадкам – 600 и 800 м соответственно. Геохронологическая привязка горизонтов осуществлена сравнением с разрезами, опубликованными в *(Шлыкова и др., 2008)*, находящимся в 17 км от наших работ. Сравнение профиля на рис. 20 с этими данными показало, что нами выделен горизонт 1, соответствующий U0(QE) – кровле средне-верхнеплиоценового сейсмокомплекса, и граница внутреннего несогласия U1-2 в этом сейсмокомплексе. Между горизонтами выделена аномалия типа «яркое пятно». В подошве эоплейстоцен-голоценового сейсмокомплекса наблюдается рельеф, свойственный формированию прирусловых валов на поверхности горизонта 1. На глубине 35–45 метров под дном наблюдается пологий рефлектор, в целом повторяющий контуры дна и не параллельный горизонту 1. Это, скорее всего, подошва газогидратной зоны (BSR). Сходные наблюдения имеют место по данным профилографа. По данным *(Шлыкова и др., 2008)* здесь также наблюдается проградация ледниковых дельт. На рис. 20 видно, что клиноформы в верхней части средне-верхнеплиоценового сейсмокомплекса осложнены хаотичным рельефом в районе подошвенного прилегания к внутреннему несогласию. Кроме того, в районе бровки шельфа отмечается наличие аномалии типа «риф» с возникновением осветления и хаотизации рефлекторов.



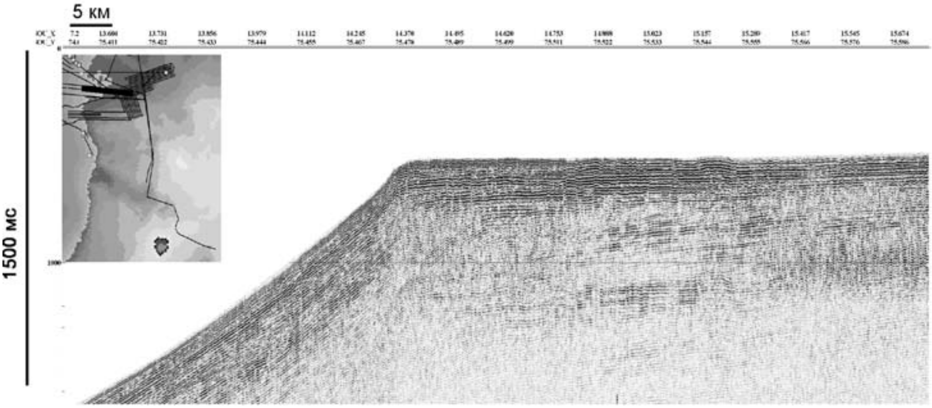


Рис. 19 (вверху). ***Фрагмент профиля S26-p2-09. По вертикали – миллисекунды,*** *по горизонтали – долгота и широта в формате ГрадМинСек.xxx . На врезке – положение профиля. Белые квадраты – станции измерения теплового потока. Ориентировка юго-запад – северо-восток.*
Рис. 20 (внизу). ***Фрагмент профиля S26-trav01. По оси X – широта и долгота,*** *деление вертикальной развертки – 100 мс. На врезке – положение профиля. Белые квадраты – станции измерения теплового потока. Ориентировка запад-восток.*

6. Хребет Книповича и его сочленение с хребтом Мона

Во время работ НИС «Академик Николай Страхов» были закартированы северный и южный сегменты хребта (рис. 21, 22, 23).

В рифтовой хребта Книповича долине наблюдаются многочисленные поднятия, которые в большинстве своем представляют собой действующие подводные вулканы с лавовыми потоками, зафиксированные сонарной съемкой *(Crane et al., 2001)*. Поперечный профиль рифтовой долины на большом протяжении V-образный. Крутизна западного и восточного бортов может существенно изменяться по простиранию рифтовой долины. Они осложнены террасовидными уступами.

В процессе батиметрической съемки хребта Книповича было обнаружено несколько форм подводного рельефа (хребты, поднятия, горы), соответствующих международно-признанным морфологическим критериям для их идентификации и присвоения собственных имен. В течение 3-х сессий международного подкомитета ГЕБКО по географическим названиям под эгидой ЮНЕСКО в период с 2007 по 2009 год был официально утвержден ряд названий открытых в экспедициях форм рельефа, предложенных Россией и согласованных с Норвегией. Эти названия отображены на рис. 22 и 23.

Северный сегмент

Рельеф северного сегмента представлен на рис. 22. Практически на всем протяжении перехода от склона к долине хребта у разлома Моллой отмечены длинные сглаженные ступени, амплитуда которых увеличивается в направлении падения склона от первых до нескольких десятков метров. В плане они образуют сложный извилистый рисунок, переходя одна в другую и повторяя, в целом, общее простирание склона. В нижней части склон осложняется серией террас. В этом районе установлены проявления дегазации, выраженные в рельефе – конуса сипов размером до 6-8 метров *(Vanneste et al., 2005; Чамов и др., 2008).*

Рифтовая долина имеет субмеридиональное простирание. Ширина долины в пределах полигона варьирует от 17 до 30 км. Поперечный профиль с севера на юг изменяется от корытообразного до V-образного. Борта рифтовой долины асимметричны и осложнены терассовидными уступами. Восточный борт рифтовой долины частично перекрыт мощными осадками и переходит в континентальный склон. К западному борту приурочена цепь наиболее высоких вершин гребневой зоны хребта.

Рифтовая долина хребта Книповича (см. рис. 22) в рамках рассматриваемого участка разделяется на несколько самостоятельных эшелонированных впадин, глубина которых изменяется от 3100 до 3600 м. При движении с севера на юг вдоль рифтовой долины четко прослеживается изменение основных морфометрических характеристик от сегмента к сегменту. Вторая и третья впадины разделены неовулканическим поднятием, шириной около 15 км, включающим в себя отдельные вулканические постройки и уступы северовосточного простирания, расположенные на общем приподнятом основании. Нарушений этих уступов зонами предполагаемых трансформных разломов не наблюдается.

Гребневая зона хребта Книповича хорошо выражена на западном фланге. Она четко прослеживается вдоль всего рифта и осложнена серией крупных блоковых поднятий. Вдоль восточного борта хребта Книповича в пределах большей части полигона гребневая зона не устанавливается. Это обусловлено лавинной седиментацией осадочного материала на континентальном склоне. Лишь на юге полигона обнажается внешний край восточного борта, осложненный небольшим блоковым поднятием.

К западу от гребневой части восточного борта рифтовой зоны Книповича в рельефе четко выделяется ступень, которую можно интерпретировать как фланг рифтового сводового поднятия. Она характеризуется сложным грядово-блоковым рельефом. Вытянутые возвышенности и разделяющие их понижения ориентированы вдоль простирания рифтовой зоны хребта Книповича. При об-

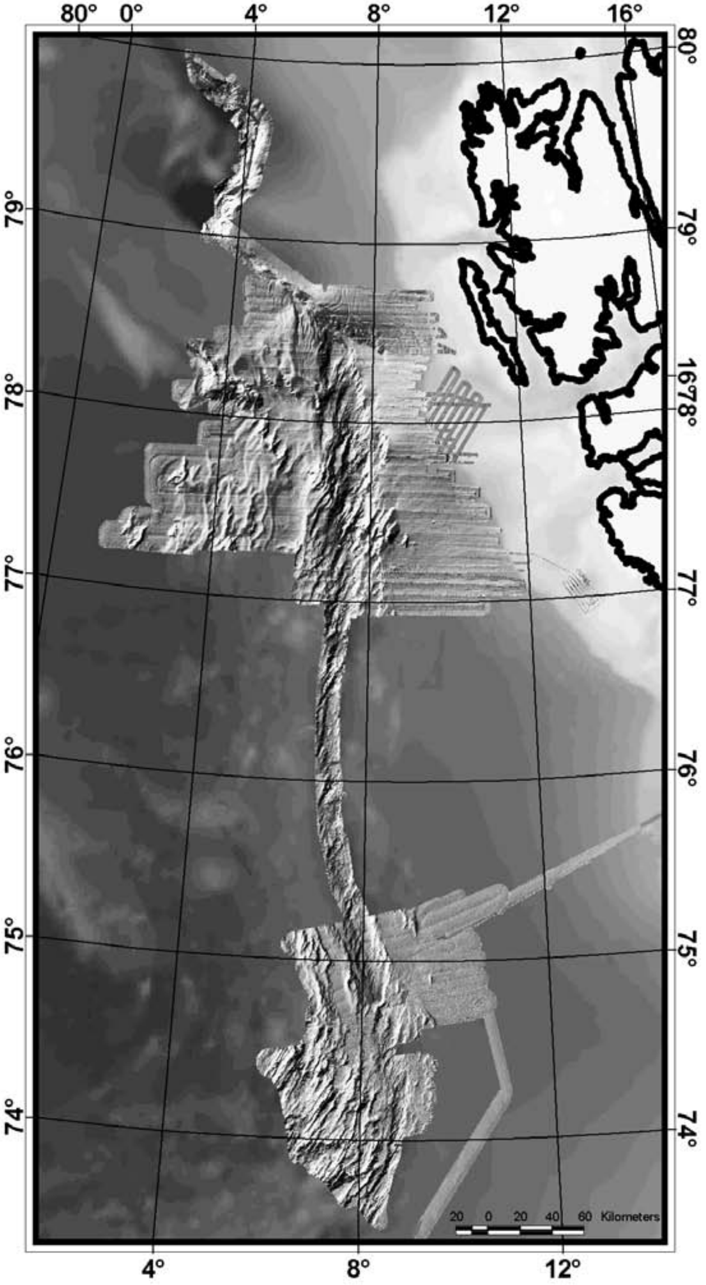


Рис. 21. Оттененный 3D рельеф зоны сочленения хребтов Книповича и Мона.

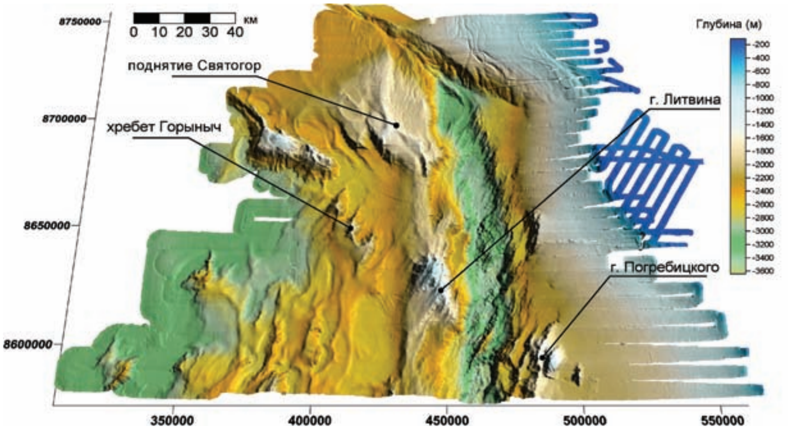


Рис. 22. Оттененный 3D рельеф северной части хребта Книповича. Координаты – UTM32.

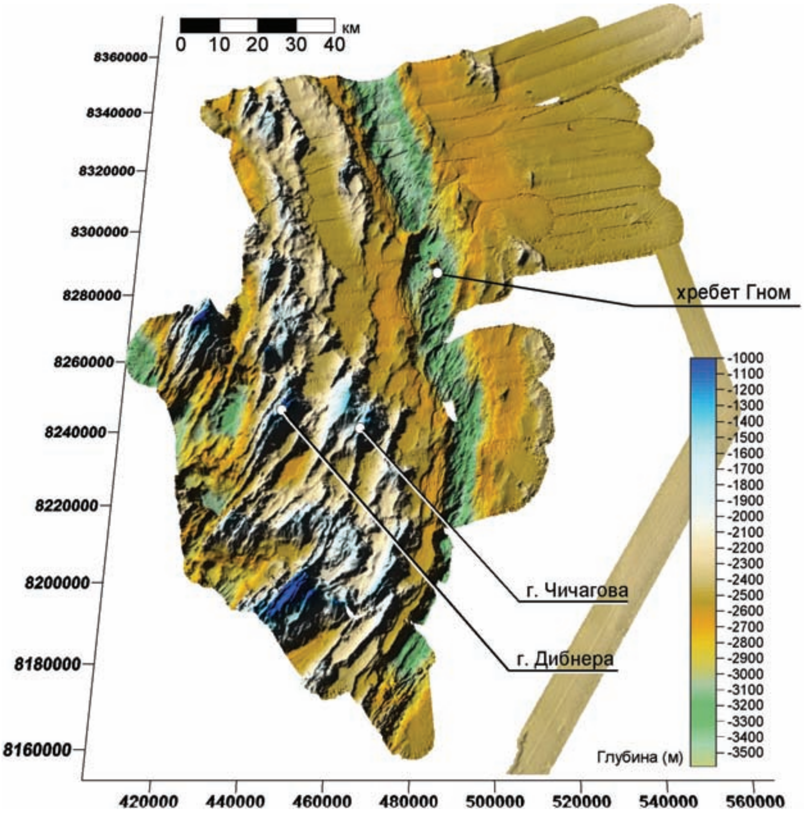


Рис. 23. Оттененный 3D рельеф южной части хребта Книповича. Координаты – UTM32.

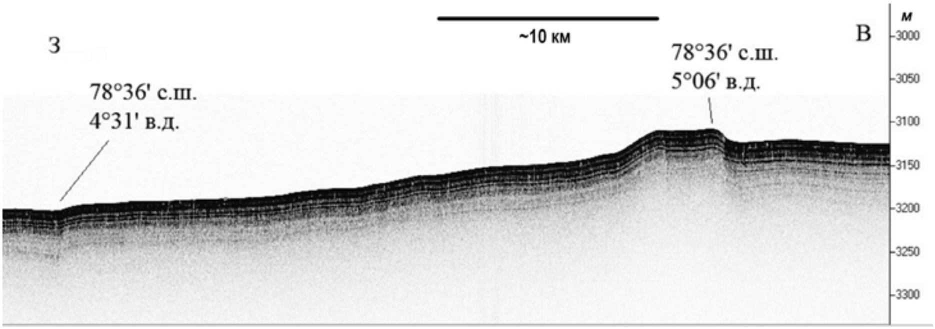


Рис. 24. Фрагмент профиля S24-p1-02.

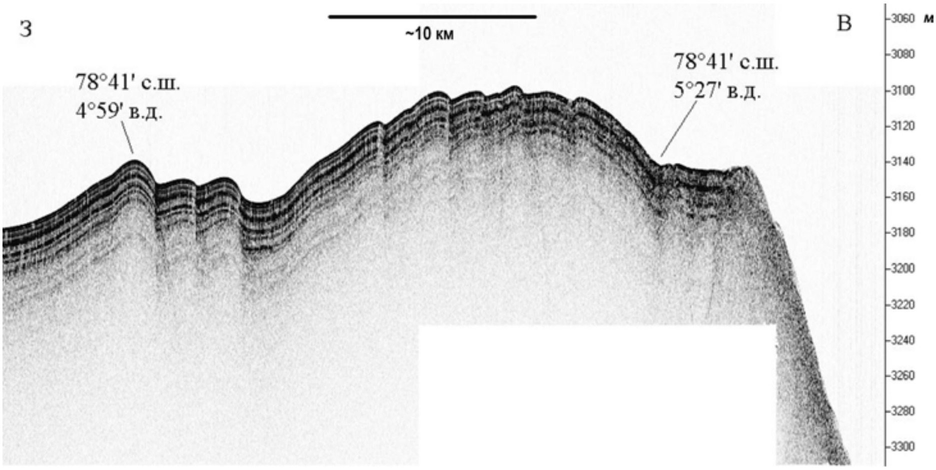
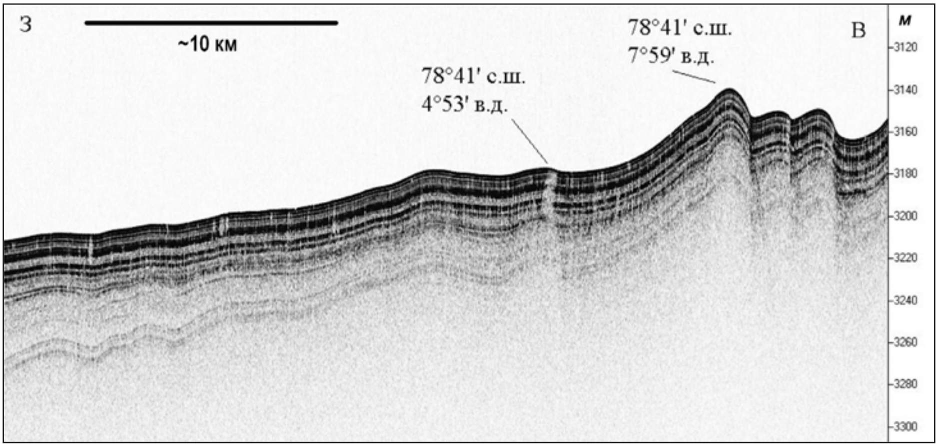


Рис. 25. Фрагмент профиля S24-p1-06.

щей субмеридианальной ориентировке морфологичекого рисунка, наблюдаются наложенные блоковые структуры северо-западного простирания, что в общем, совпадает с простиранием крупных тектонических элементов на флангах.

По данным высокочастотного профилирования в районе выделяется две слоистые толщи, отличающие характером акустического разреза (рис. 24). Нижняя толща преимущественно акустически однородна. Её видимая мощность достигает 50 и более метров. Верхняя толща тонкослоистая, состоит из маломощных (1–5 м) отчетливо прослеживаемых по простиранию слоев с общей мощностью от первых до 20–25 м. Представляется, что она сложена голоценовыми тонкослоистыми глинистыми отложениями.

Изучение характера деформаций в осадках вместе с морфологическими особенностями рельефа показало (рис. 25), что в районе широко проявлены как деформации растяжения (сбросы), так и сжатия (взбросы и пологие складки в осадках). И те и другие, как нам представляется, являются результатом крупных правосторонних сдвиговых перемещений в районе меж-



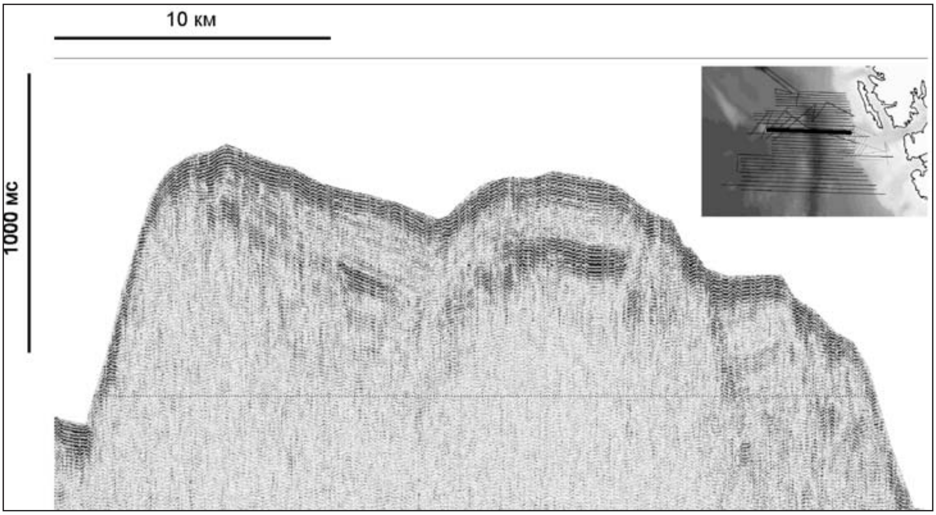
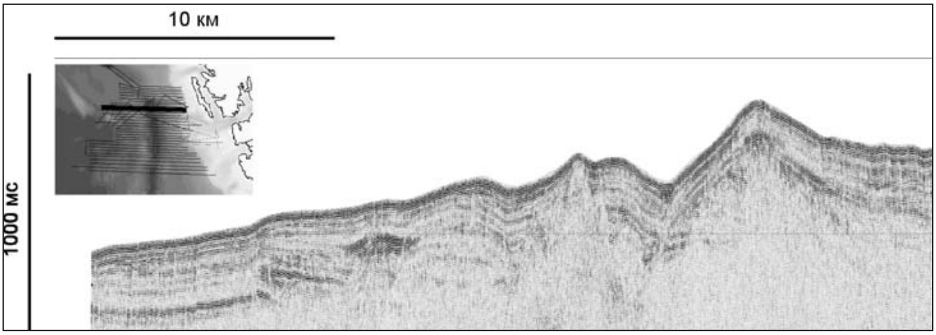


Рис. 26(вверху). Фрагмент профиля S24-p1-06.
Рис. 27(внизу). Фрагмент профиля S24-P2-09.
На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

ду Шпицбергеном и Гренландией, локализованных в различных структурах района и существующих длительное время. Эти наблюдения согласуются с данными ряда зарубежных исследователей о том, что образование структур хребта Книповича определяется эволюцией зоны детачмента, формирующейся по механизму простого сдвига и осложнённой компрессионными процессами на её западном фланге *(Crane et al., 2001)*.

Частым явлением является акустическое осветление верхней части разреза осадков вдоль напластования и в виде прорывов от глубоких слоев к поверхности (рис. 26), а также в форме акустической фациальной трансформации от стратифицированной записи к хаотической. Неоднородности этого типа (диапиры и мелкие бескорневые вертикально ориентированные линзы в осадочном



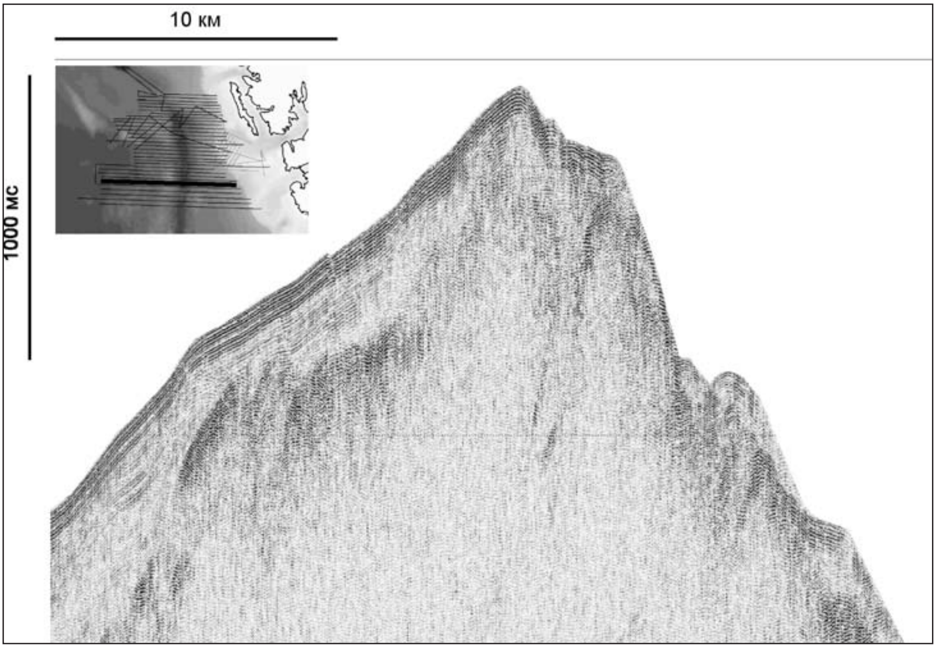


Рис. 28 (вверху). Фрагмент профиля S24-P2-12. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.
Рис. 29 (внизу). Фрагмент профиля S24-P2-18. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

чехле) характерны для областей разгрузки метана, при которой происходит формирование обводнённых насыщенных газом участков (плывунов, газовых пузырей). Процесс происходит премущественно по тектонически ослабленным зонам (вдоль разломов и зон трещиноватости) и по наиболее проницаемым грубозернистым (песчано-гравийным) разностям. Так, например, на рис. 26, хорошо видно, что наиболее крупный диапир приурочен к вертикальному тектоническому нарушению. Следствием является полное уничтожение первичных осадочных текстур, формирующих акустическое поле. В районе работ тектонические напряжения и создание внутрипластового давления, обеспечивающего восходящее движение флюидов, наиболее вероятно связано с крупномасштабными сдвиговыми деформациями.

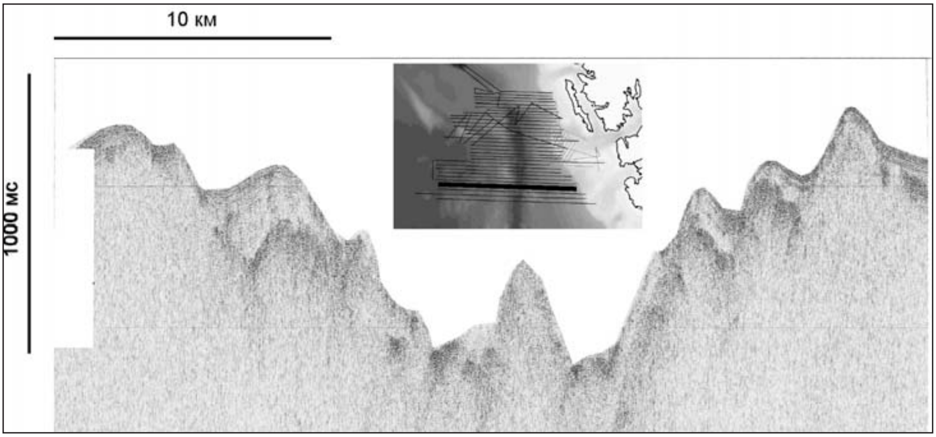


Рис. 30. Фрагмент профиля S24-P2-20. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

Положение большинства галсов сейсмоакустического профилирования (НСП) было выбрано вкрест простирания структур хребта Книповича. Глубинность метода в условиях района составила около 1 км по неконсолидированным осадкам. В случае присутствия высокоамплитудных прослоев в верхней части разреза глубинность составляет 300–400 метров. На восточном борту хребта Книповича, где идет мощной снос осадков с континентального склона, акустический фундамент не виден.

Северо-западная часть района представляет собой поднятие, которое покрыто осадочным чехлом, содержащим сильные рефлекторы (рис. 27, 28). Мощность этих отложений от поверхности до сильных рефлекторов составляет от 200 до 600 метров. Причем наиболее глубокий рефлектор имеет субгоризонтальный характер и акустическим фундаментом океанического типа не является. Наиболее вероятно, что это кровля палеогеновых отложений *(Гусев, Шкарубо, 2001)*. Акустический фундамент в этом районе не выявлен НСП, за исключением перехода в рифтовую долину.

Западный борт хребта Книповича представлена осадочных чехлом, залегающим на квестообразном (наклон на запад) поднятии (рис. 29, 30). Акустический фундамент в этой зоне, как правило, прослеживается везде. Мощность чехла колеблется от нуля в рифтовой долине до 700 метров на западном склоне поднятия. Далее на запад наблюдается осадочный чехол с акустической прозрачностью и практически полным отсутствием внутренних рефлекторов. Несмотря на большую мощность (до 1 сек) осадков, залегающих на шероховатом фундаменте, имеющем океанический характер, последний достаточно четко может быть прослежен на большинстве профилей. Район к западу от хребта представляет собой холмогорье, сложенное небольшими квестовыми поднятиями, имеющими западный пологий склон. Характерные для данной зоны фрагменты представлены на рис. 31, 32. Из приведенных фрагментов видно, что мощность осадочного чехла в той зоне не превышает 700 метров и акустически прозрачна.

В районе работ наблюдаются разнообразные тектонические нарушения первичной структуры коры: образования квестообразного поднятия, образование

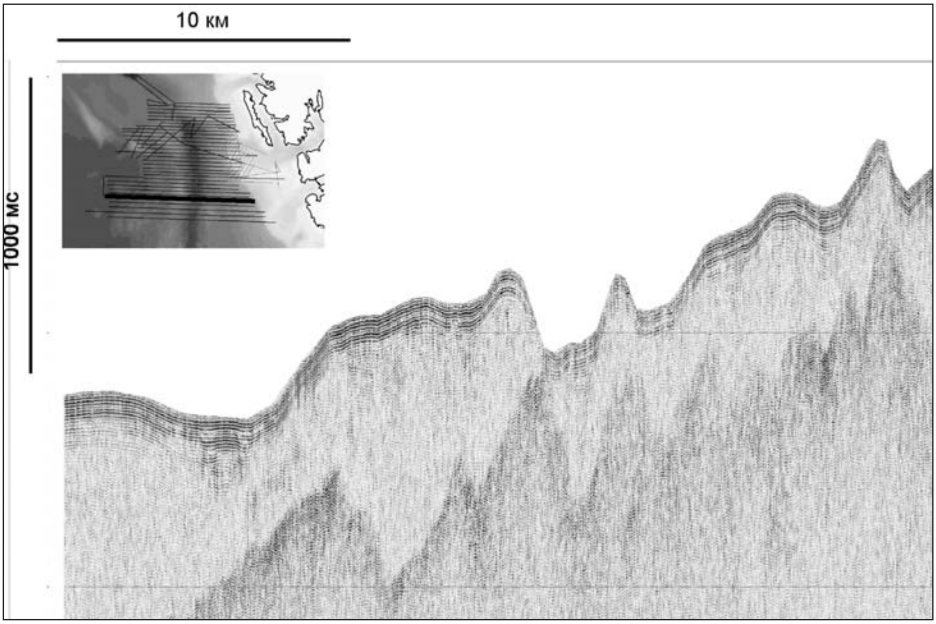


Рис. 31. Фрагмент профиля S24-P2-19. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

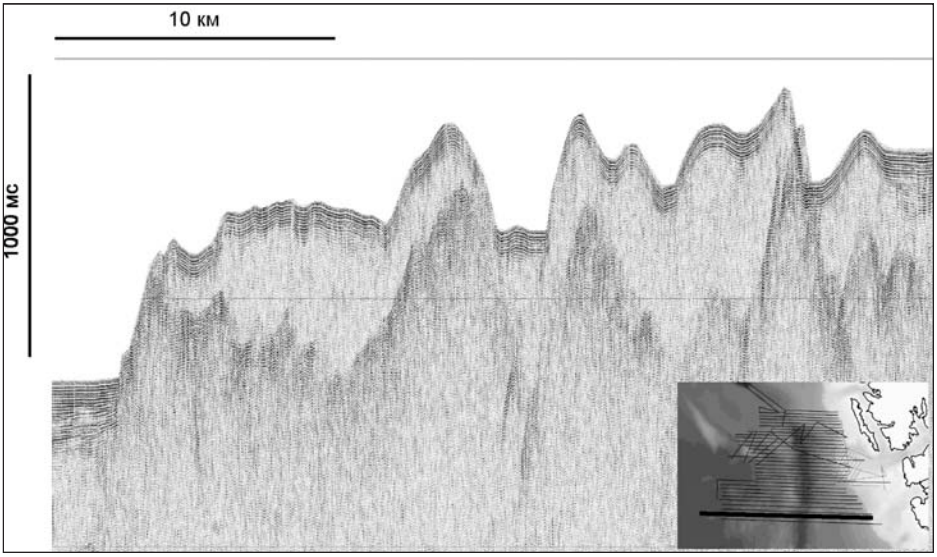


Рис. 32. Фрагмент профиля S24-P2-22. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

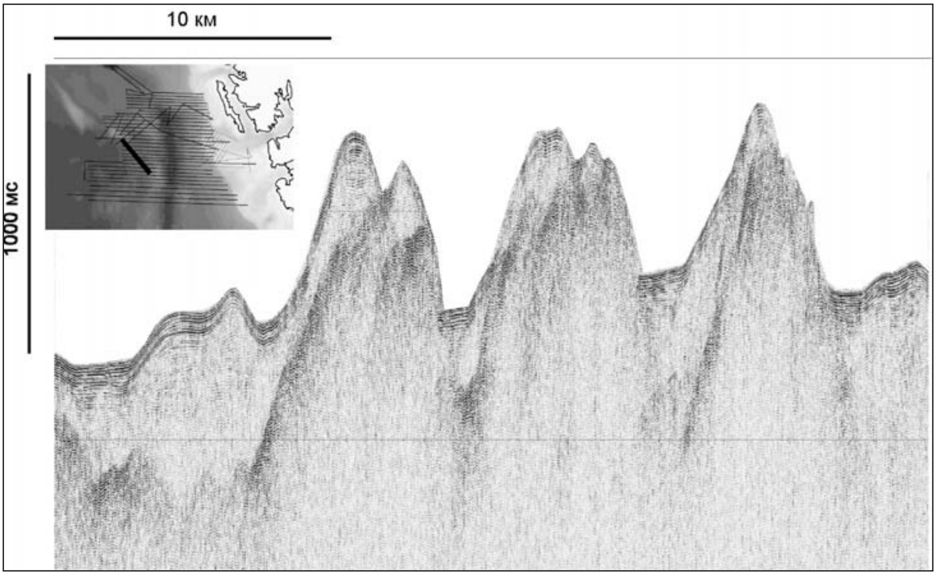


Рис. 33. Фрагмент профиля S24-P2-16-T01. На врезке – положение профиля. Ориентировка северо-запад – юго-восток.

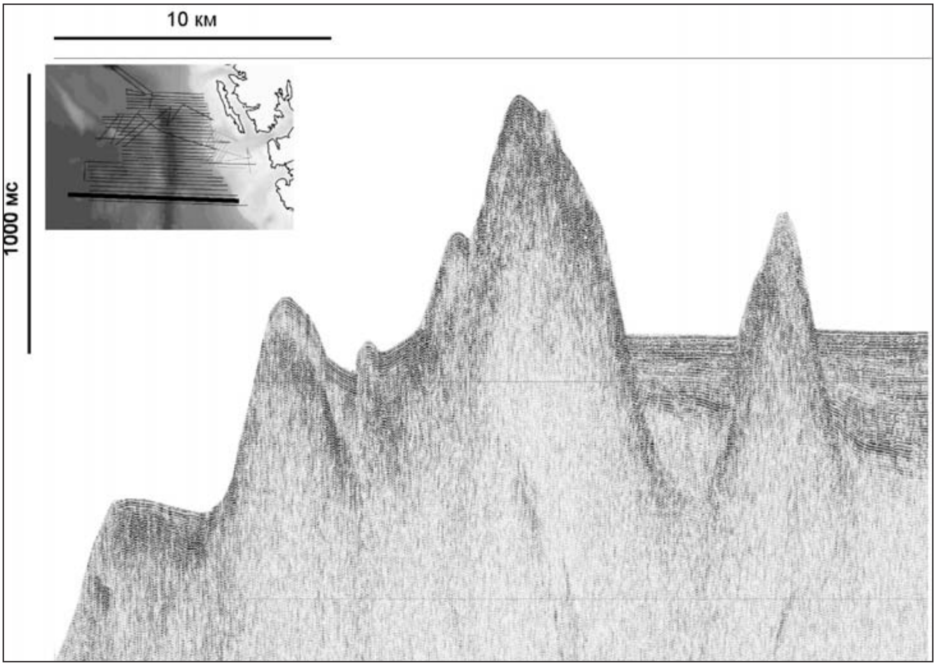


Рис. 34. Фрагмент профиля S24-P2-22. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

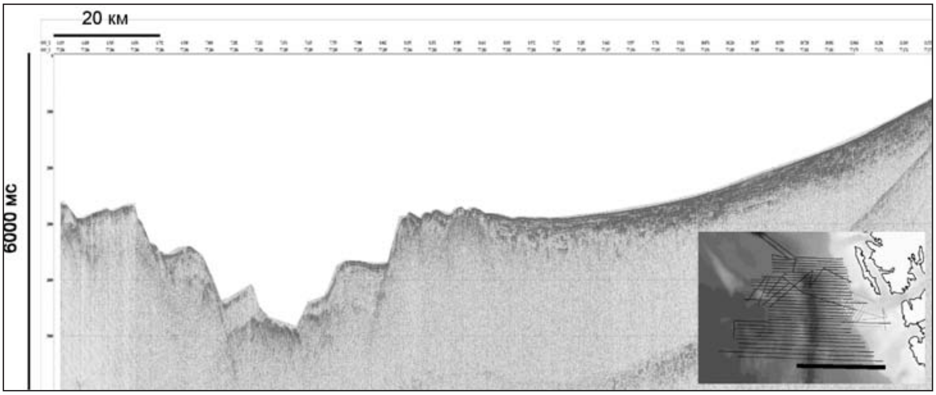


Рис. 35. Фрагмент профиля S25_P4_01. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

зародышей медианных хребтов внутри депрессии рифта со сбросами по бортам, сдвиговые деформации.

Квестообразные поднятия развиты в районе повсеместно (см. рис. 22) и свидетельствуют о том, что рифтинг сопровождается интенсивными процессами сжатия по периферии зоны растяжения. Зоны сжатия проявляются в пространстве волнами, о чем свидетельствует наличие разделенных деформациями зон ненарушенного осадочного чехла. Деформации, выраженные в рельефе и структуре осадочного чехла пологими складками, хорошо коррелируются в пространстве в субмеридиональном направлении и замки складок имеют конфигурацию, называемую «тектоническими волнами деформации». Это говорит о том, что в районе кроме сопряженных областей сжатия и растяжения имеется еще и сдвиг. Как правило, форма рельефа повторяет форму фундамента, что говорит о сравнительно молодом и даже современном возрасте выявленных деформаций.

Рифтинг хребта Книповича сопровождается образованием современных вулканических построек в зоне рифта, с кратерами небольших размеров, медианных хребтов и формированием сбросов по бортам, по которым происходит опускание фрагментов осадочного чехла практически в ненарушенном виде с довольно крутыми обнажениями, которые в экспедиции успешно драгировались. Это также говорит о современном и очень быстром характере тектонических процессов, поскольку расстояния между ненарушенными бортами с осадками достигают 20 км.

Сдвиговые деформации отмечены в пределах флангов полигона. Они отмечаются на направлениях, имеющих северо-западную ориентацию (см. рис. 22). В осадочном чехле они проявлены возникновением системы квест, ориентированных не ортогонально рифту Книповича, а вдоль направления деформации (рис. 33). На восточном борту рифта это направление и эта же линия сдвига отмечена наличием магматических формирований, существовавших до формирования осадочного чехла континентального склона (рис. 34).

Привязка данных НСП к данным бурения может быть осуществлена по литературным данным *(Гусев, Шкарубо, 2001)*. Идентификация горизонтов проводилась по сравнению имиджа (образа) волнового поля. Таким образом, рефлекторы на глубине около 400 метров (см. рис. 27, 28) на поднятии Ховгард, скорее всего, являются кровлей палеогена. Промежуточные горизонты между ним и дном являются кровлей миоцена. Стратиграфическая привязка акустически прозрачных толщ представляет затруднения, поскольку столь большие и однородные мощности говорят или об очень быстром или об однородном осадконакоплении, и, конечно, об отсутствии перерывов, при которых могли произойти процессы литификации, создающие контраст между литифицированной толщей и свежими наносами. При наличии мощного источника сноса и сильного течения можно предположить, что чехол юго-западной части полигона сформирован очень быстро в плиоцен-четвертичное время при заметной турбидитовой компоненте в строении осадочного чехла в отличие от низкоэнергетичного пелагического осадконакопления.

Отметим, что амплитуда обрывов, сложенных осадочными породами, почти не успевшими подвергнуться интенсивной денудации, в южном обрамлении региона увеличивается до 1 км (рис. 35). Рифтинг и растяжение коры с неконсолидированным или частично литифицированным осадочным покровом, имеют место в условиях более мощного покрова, что говорит о том, что происходит наращивание разрываемой мощности осадочного чехла по оси хребта с севера на юг. Кроме того, деформации листрического характера (сбросы с плоскостью полого уходящей к центру растяжения) отмечаются в восточной части данного профиля и прикрыты слоем осадков 100–150 метров. Это говорит о том, что возможно зона растяжения была гораздо шире, или ось растяжения испытывала перескок с востока на запад. В оси рифта наблюдается акустически непрозрачное малоамплитудное поднятие.

Южный сегмент

Рельеф южного сегмента представлен на рис. 23. Он охватывает южную часть хребта Книповича, зону сочленения хребтов Книповича и Мона, а также западный фланг сводового поднятия хребтов Книповича и Мона.

Хребет Мона является продолжением системы спрединговых хребтов Атлантики и развивается в режиме растяжения, имея интенсивность магнитных аномалий на порядок выше, чем в районе хребта Книповича и скорость спрединга порядка 1,3-2,0 см/год. Считается, что хребет Книповича, напротив, характеризуется ультрамедленным наращиванием коры (порядка 0,45 см/год). В рамках отснятого полигона рельеф дна имеет очень сложное строение, сочетая морфоструктуры перехода между зонами с разными скоростями формирования.

Южный сегмент хребта Книповича имеет субмеридианальное простирание и характеризуется четко очерченной долиной с асимметричными бортами. Рифтовая долина разделена на систему изолированных впадин, однако в отличие от северной части рифта, бассейны сильно вытянуты в меридиональном направлении. Относительная высота западного борта достигает 1000 м. Углы наклона в среднем составляют 10–20, что является свидетельством высокой тектонической активности. На западном борту был закартирован фрагмент крупного блокового поднятия. Восточный борт значительно ниже (превышение над днищем долины около 500–600 м).

В северной части зоны сочленения четко прослеживается поперечная зона, включающая две гряды северо-восточного простирания. Северная представляет собой узкий хребет с четким гребнем. Южная гряда существенно положе и почти в два раза шире (около 8 км). Здесь не наблюдается, сколько нибудь выраженного гребня, однако имеется одна большая (около 1 км в диаметре) и множество маленьких (первые сотни метров) конусовидных вулканических построек. Северная впадина также представляет собой вытянутую структуру ширина которой составляет 7 км., а длина – около 30 км. Она характеризуется сложным грядово-холмистым рельефом и может быть разделена на несколько субвпадин. Ее борта существенно положе, чем севернее, однако сохраняется характерная для хребта Книповича ассиметрия склонов.

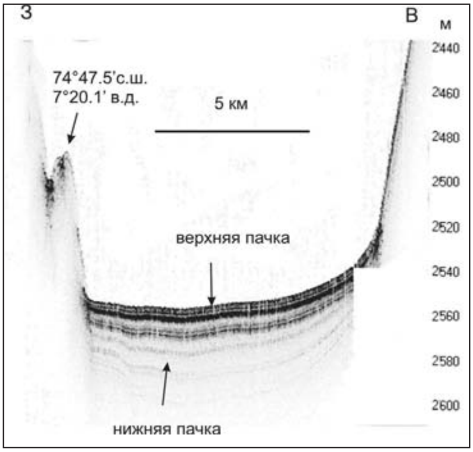


Рис. 36. Строение осадков западного склона хребта Книповича.

Далее на юг долина хребта Книповича сужается, и ширина крайней впадины составляет уже 5 км при длине около 35 км. Она подвернута относительно более северных на 10° по часовой стрелке. Западный склон круче и существенно выше восточного. Оба борта рифта имеют четкую бровку субмеридианального простирания. В зоне сочленения хребтов Книповича и Мона рифтовая долина меняет направление с субмеридионального на северо-восточное. Здесь четко выделяется обособленная впадина, отделенная от предыдущей неовулканическим поднятием. Рифтовая долина хребта Книповича не является непрерывным продолжением структур спредингового хребта Мона, как это принято было считать ранее, а представляет собой обособленный самостоятельный объект. Сводовое поднятие зоны сочленения хребтов Книповича и Мона имеет сложное крупноблоковое строение. Наблюдаются наложенные блоковые структуры северо-восточного простирания. Плановые размеры поднятий составляют около 15–20 км, при высоте порядка 1000–1200 м.

По данным высокочастотного профилирования выделяется толща осадков между грядами к западу от оси рифта (рис. 36) с видимой мощностью 45 м. Снизу вверх наблюдается чередование слоев, сложенных акустически прозрачными отложениями мощностью 5–8 м, разделенных более плотными горизонтами мощностью менее 1 м. В верхней части разреза мощности акустически прозрачных слоев резко сокращаются до 0.5–1 м, становясь сопоставимыми с мощностями акустически плотных отложений. Резко выделяется акустически плотный слой около 1.5–2 м мощности, являясь маркирующей поверхностью между грубо и тонкослоистыми пачками осадков (мощность верхнего горизонта 5–7 м). Уменьшение мощности всех горизонтов к востоку, в сторону первой гряды рифтовых гор, позволяет заключить, что формирование впадины происходило длительное время. Каких либо постседиментационных деформаций осадков не отмечается. Разделяющие гряды впадины заполнены слоистыми осадками видимой мощностью более 20 м. Надо отметить, что далеко не везде можно установить, запечатывают ли осадки поверхности сбросов или последние являются молодыми. Наибольшая мощность осадков наблюдается в удлиненной в северо-восточном направлении впадине с центром на 74°07' с.ш. 7°25' в.д.

Здесь мощность осадков верхней толщи составляет 10 м, а видимая мощность нижней – более 20 м. Обе толщи представлены тонкослоистыми, горизонтально лежащими осадками. Мощность слоев варьирует от 0.5 до 2 м.

Западный борт рифтовой долины представляет собой несколько сбросовых ступеней, покрытых слоистыми осадками видимой мощностью около 10 м. Ширина ступеней 2–5 км. Как правило, осадки запечатывают поверхности сместителей сбросов, в тоже время в районе 74°53.2'с.ш. 7°59.3'в.д. отчетливо виден молодой сброс амплитудой 9 м, смещающий все осадочные горизонты. Борт долины переходит в первую гряду рифтовых гор, прослеживающихся до 74°40'с.ш. на юге. На профиле по 74°40.7'с.ш. отчетливо видно, что блоки, образующие первую гряду, характеризуются крутыми восточными склонами и более пологими – западными. При этом мощности перекрывающих их осадков последовательно уменьшаются в восточном направлении (рис. 37). Такие структуры характерные для листрических сбросов.

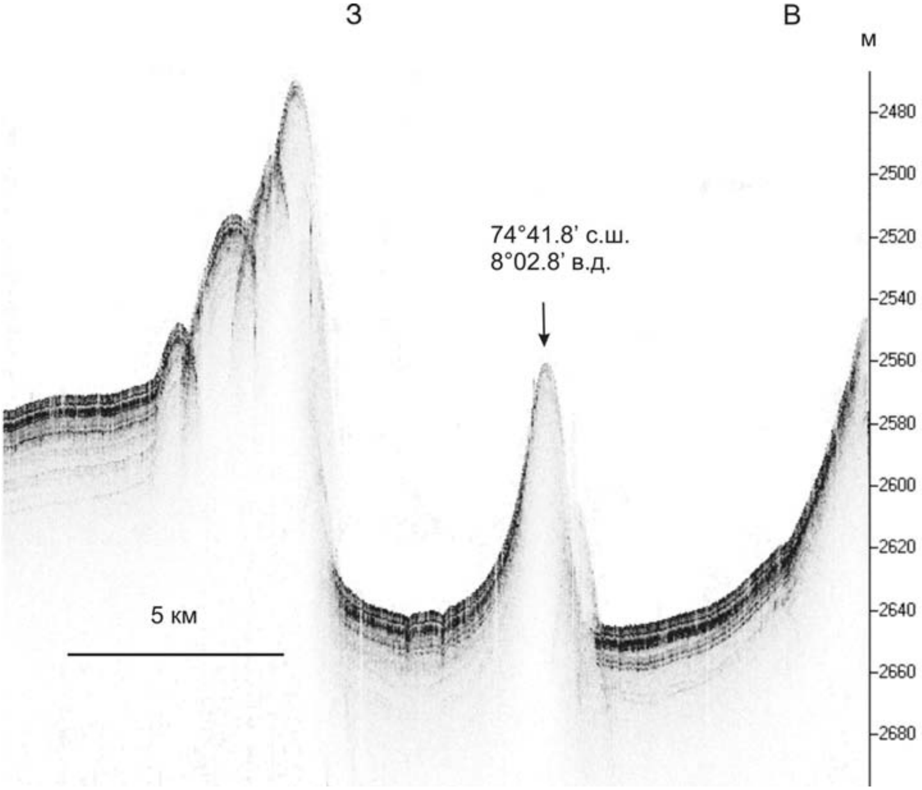
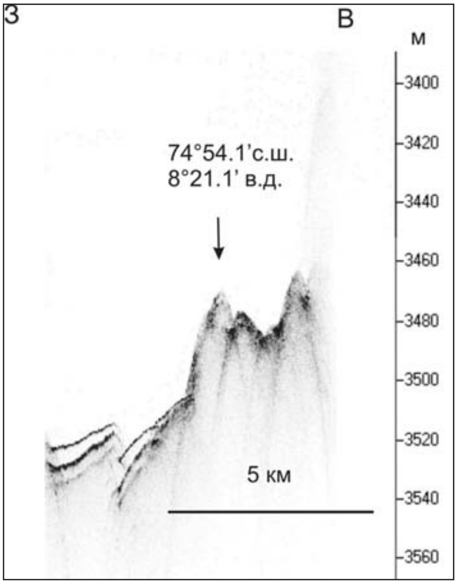


Рис. 37. Листрические сбросы западного склона хребта Книповича.

Дно рифтовой долины на данной широте представляет собой 2 сбросовых уступа небольшой амплитуды (около 10 м) с опущенными западными склонами, перекрытых полого залегающими осадками. Осадки образуют 2 горизонта. Нижний – 6 м имеет выдержанную мощность. Мощность верхнего увеличивается от 3 до 6 м в нижней, наиболее опущенной части. Это может свидетельствовать о синтектоническом накоплении осадков в ходе формирования сбросов. (рис. 38). В районе 74°47.9’ с.ш. 8°55.2’ в.д. прослеживается узкий (менее 1 км) линейный трог северо-восточного простирания, рассекающий все структуры восточного борта. По морфологии он соответствует сдвигу (рис. 39). Далее к востоку наблюдается угловое несогласие между верхней пачкой мощностью 5 м и нижележащими горизонтами (см. рис. 39). Пачки расслаиваются выклинивающейся однородной толщей мощностью более 5 м. В районе 74°10’с.ш. 9°10’в.д. верхний (слоистый) горизонт мощностью 5 метров залегает на акустически прозрачных осадках, образующих тела линзовидной формы с сильно варьирующей (от 0 до 7 м) мощностью. Они представляют собой средние части конуса выноса несортированных осадков.

Переход к северной части района работ осуществлен по центральной части желоба Стурфьорд, где энергетика турбидитных потоков максимальна и происходит осаждение грубообломочной фракции терригенного материала. Это приводит к тому, что акустической стратификации осадков практически не наблюдается. Стратификация в нерегулярном виде возникает только в средней части континентального склона на глубинах около 1400 метров, что свидетельствует о спаде энергетики потоков выводящих осадки с шельфа и о миграции языков конуса выноса по латерали склона. При приближении к изобате 2500 метров континентального подножия средняя часть конуса выноса сменяется дистальной и зона «нерегулярных мигрирующих линз» с акустической прозрачностью сменяется ритмичным накоплением толщи (см.



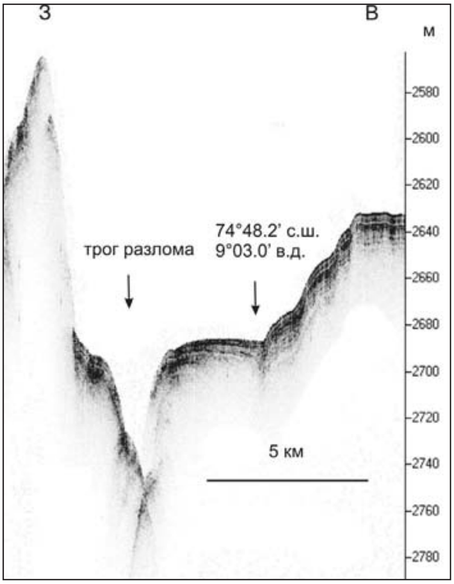
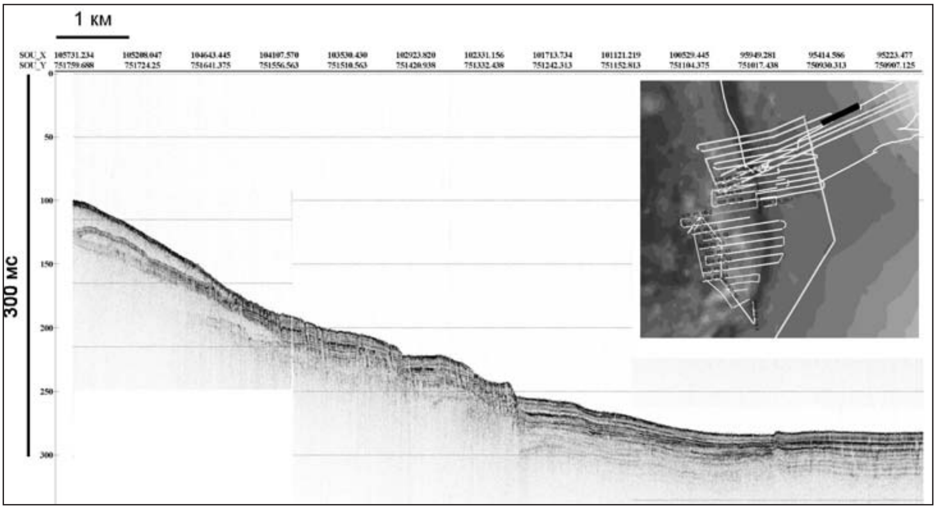


Рис. 38(слева). Строение осадков рифтовой долины хребта Книповича.
Рис. 39(справа). Линейный трог в пределах восточного борта рифтовой долины хребта Книповича.



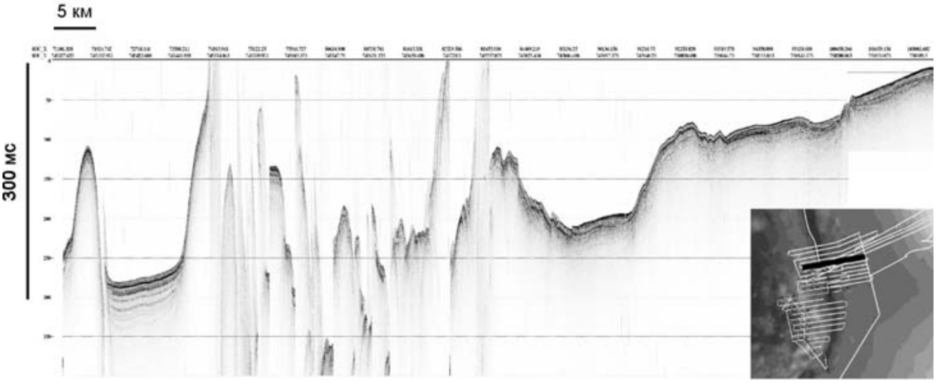


Рис. 40(вверху). Фрагмент профиля S26-039. По вертикали – миллисекунды от начала окна регистрации, по горизонтали – долгота и широта в формате ГрадМинСек.xxx. На врезке – положение профиля. Ориентировка восток-запад.

Рис. 41(внизу). Фрагмент профиля S26-р3-02. По вертикали – миллисекунды от начала окна регистрации, по горизонтали – долгота и широта в формате ГрадМинСек.xxx. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

рис. 40) состоящей из пачек мощностью в 2–6 метров. Эта зона, по-видимому, совпадает с появлением влияния погребенных структур восточного борта хребта Книповича. Кроме того, наличие сбросовых нарушений амплитудой 5-7 метров, не сглаженных лавинным осадконакопленем, свидетельствует о подвижности восточного борта хребта на удалении до 70 км от рифтовой оси.

При пересечении оси хребта и съемке на 30 км к западу от оси установлено, что западный борт в этом районе практически не затронут деформациями, в отличие от восточного борта, на котором наблюдается чередование сбросов, взбросов и пликативных деформаций. Отметим также разницу в динамике и ритмах рефлекторов по обе стороны рифта (рис. 41). На западном борту мощности пачек достигают 7–8 метров и перемежаются акустически прозрачными

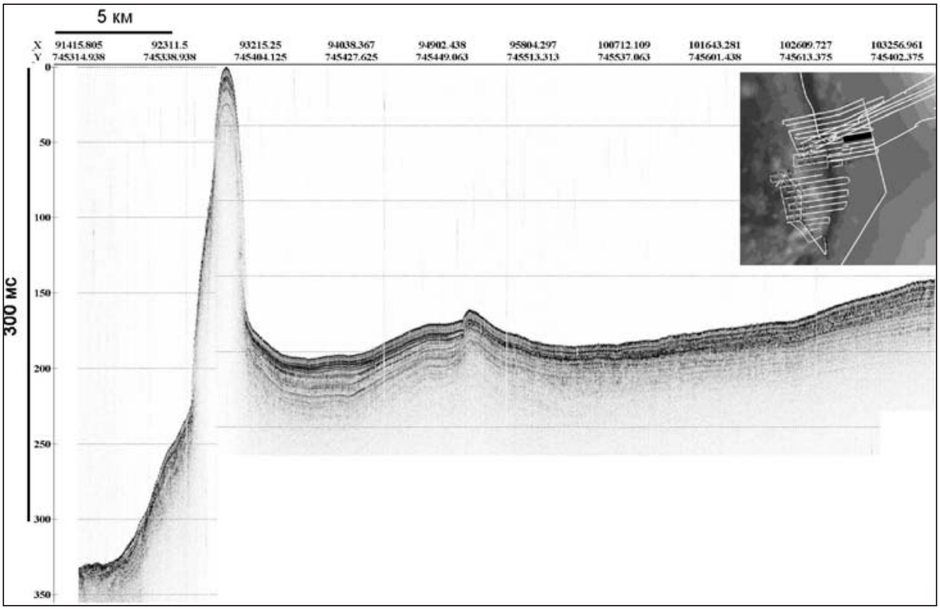


Рис. 42. Фрагмент профиля S26-p3-04. По вертикали – миллисекунды от начала окна регистрации, по горизонтали – долгота и широта в формате ГрадМинСек.ххх. На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

зонами. Это говорит о том что, скорее всего, современные отложения турбидитных потоков сходящих с шельфа не создают прямого продолжения условий осадконакопления через ось хребта. На западном борту мы можем иметь пелагическое осадконакопление с нормальными для глубоководной части скоростями (5-7 мм\тыс.лет), в отличие от лавинных значений на востоке (более 100 мм). Разнообразия деформаций на восточном фланге проиллюстрировано на рис. 41. На рис. 42 показан образец взброса в районе депрессии с пониженным рельефом на восточном борту между широтами 74°40' и 75°20' (см. рис. 23) и высокого (150 м) выступа акустического фундамента. У края восточного борта установлено наличие локальных акустически прозрачных линз, соответствующих мигрирующим частям конуса выноса, а также трещин отрыва при оползневых склоновых процессах. Рис. 43 демонстрирует наличие мигрирующих переслаивающихся линз в южной части депрессии мощностью до 30 метров. Данная депрессия является новообразованием и по ее периферии идет интенсификации процессов осадочного заполнения появившегося незаполненного пространства (accommodation space) ниже сглаженного уровня склона. Также выделяется система сбросов амплитудой 50-60 метров на восточном борту хребта непосредственно за выступом акустического фундамента.

На северном обрамлении депрессии повторяется схема структур южной части. Появляются акустически прозрачные линзы и небольшие взбросовые нарушения в средней части депрессии (рис. 44). Также видны деформации в середине депрессии взбросовые и значительные сбросовые нарушения осадков, линзы на континентальном склоне и уступ с ритмичной пачкой осадков мощностью 6-8 метров и акустически прозрачной, расположенной на западном склоне уступа.

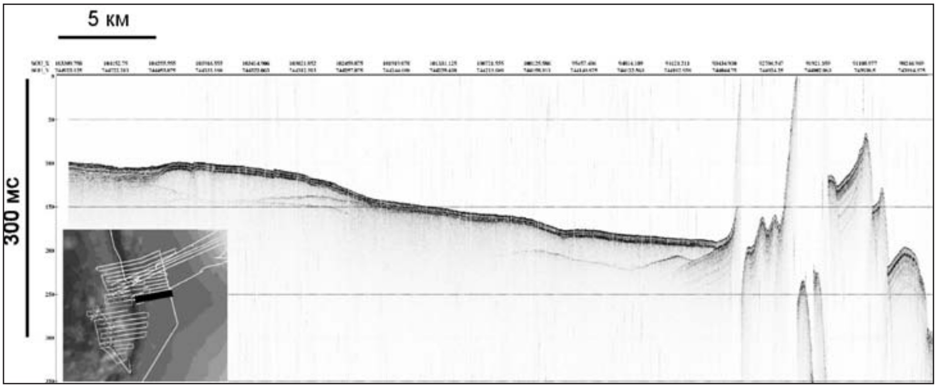


Рис. 43. Фрагмент профиля S26-p3-07. По вертикали – миллисекунды от начала окна регистрации, по горизонтали – долгота и широта в формате ГрадМинСек.xxx. На врезке – положение профиля. Ориентировка восток-запад.

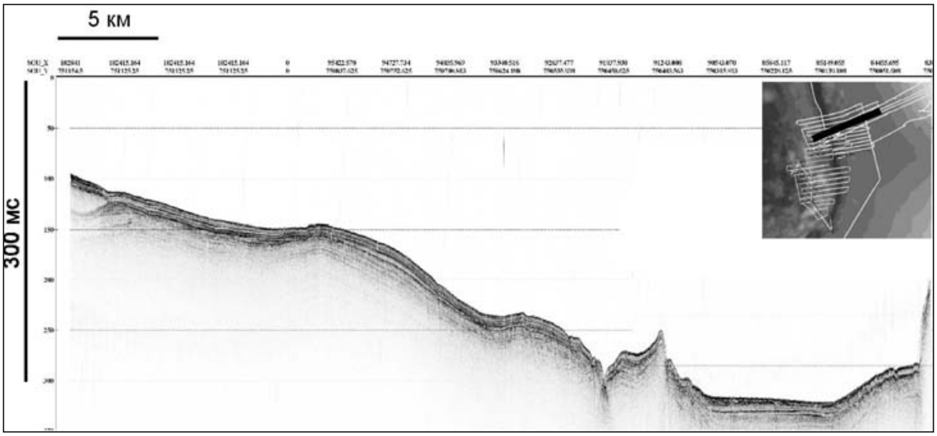


Рис. 44. Фрагмент профиля S26-p3-09. По вертикали – миллисекунды от начала окна регистрации, по горизонтали – долгота и широта в формате ГрадМинСек.xxx. На врезке – положение профиля. Ориентировка восток-запад.

По данным НСП установлено, что растяжение вдоль рифта является современным процессом. Это следует из наличия малоамплитудных сбросов, затрагивающих осадочный чехол на западном борту рифта. Галс S25_P5_03 (рис. 45) показывает, что по мере продвижения на юг, амплитуда и абсолютное гипсометрическое положение квестообразных поднятий на восточном борту уменьшается, а на западном увеличивается и сопровождается эрозией переотложенного палеогена. Последний когда-то заполнял не затронутый растяжением массив, был расчленен и подвержен наклону на сегментах раздробленного фундамента, а вследствие дальнейшего подъема на западном борту испытал переотложение в межблочных впадинах. Причиной общего подъема структур западного борта может являться взаимодействие рифтовых структур хребтов Книповича и Мона.

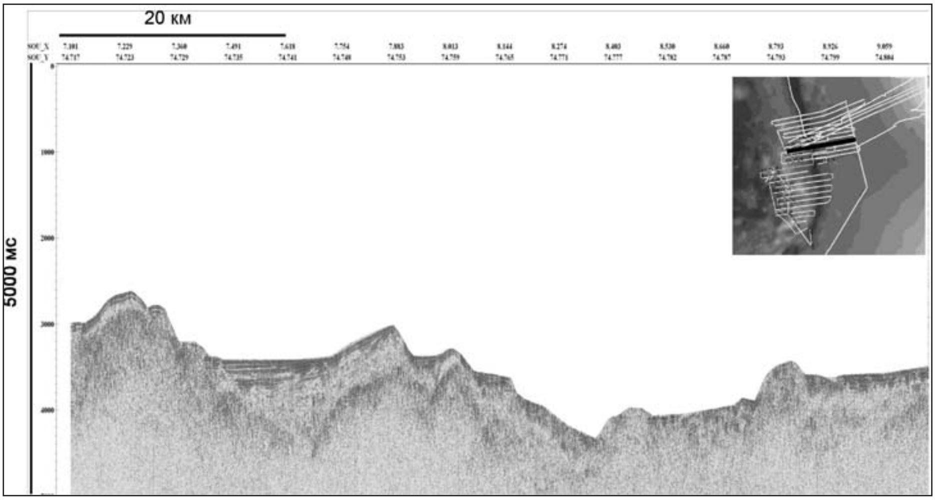


Рис. 45. Фрагмент профиля S25_P5_03. (По оси X – широта и долгота, вертикальная развертка – 5000 мс). На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

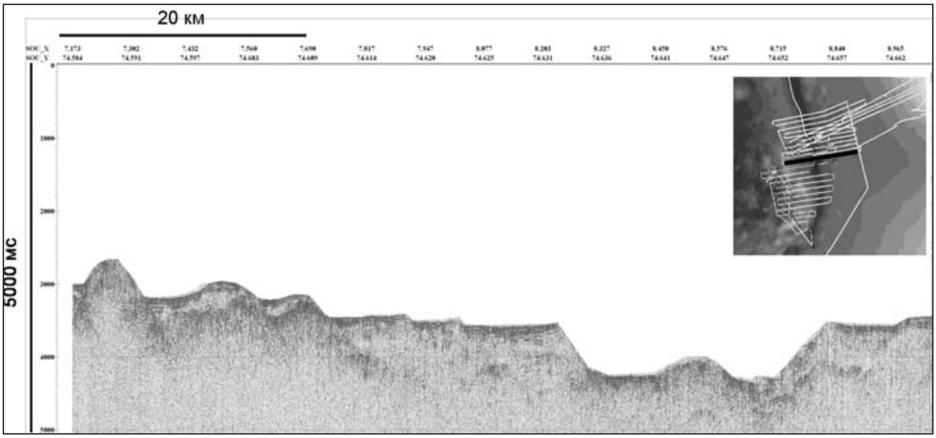


Рис. 46. Фрагмент профиля S25_P5_05. (По оси X – широта и долгота, вертикальная развертка – 5000 мс). Ориентировка запад-восток.

Галс S25_P5_05 (рис. 46) показывает отчетливое проявление медианного поднятия по оси рифта. Кроме того, заметно, что фронт квестообразных поднятий отступает на запад по мере продвижения на юг положения профилей. Необходимо также отметить наличие выступа акустического фундамента, непокрытого осадочным чехлом, аналогичного тому, что наблюдались в северном сегменте хребта (галс S24-P2_22). Галс S25_P5_06-2 (см. рис. 47) показывает наличие множественной эшелонированной (до 6 блоков) системы сбросов на

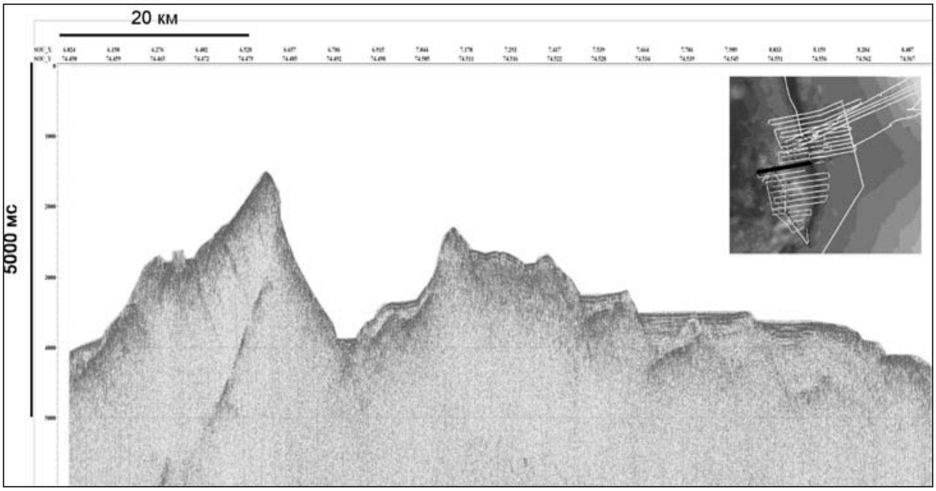


Рис. 47. Фрагмент профиля S25_P5_06-2. (По оси X – широта и долгота, вертикальная развертка – 6000 мс). На врезке – положение профиля. Ориентировка запад-восток.

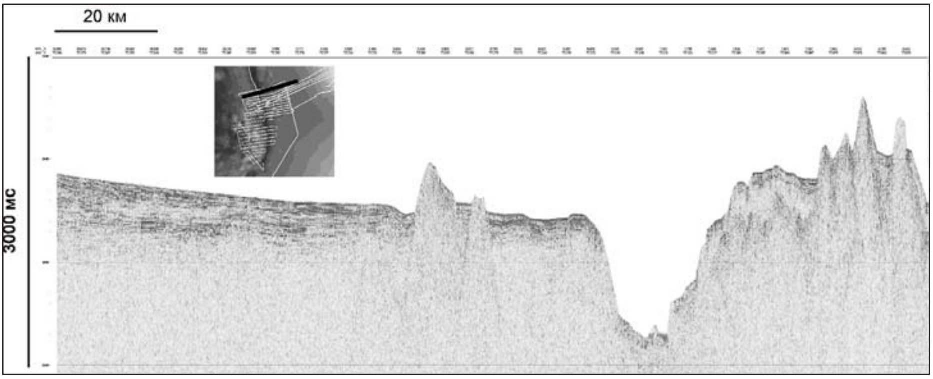


Рис. 48. Фрагмент профиля S26-p3-13. (По оси X – широта и долгота, деление вертикальной развертки – 100 мс, разметка - 1000 мс). На врезке – положение профиля. Ориентировка восток-запад.

западном борту рифта, с акустическим осветлением около некоторых блоков фундамента. Кроме того, увеличение амплитуды квест на западе имеет настолько большой размах, что можно формально говорить о горообразовании с удовлетворением формальным признакам, необходимым для присвоения названий. Существовавший, вероятно, осадочный покров на данном поднятии в настоящий момент отсутствует.

Пересечение хребта на широте пририфтовой депрессии, упомянутой выше, показывает, что амплитуда обрывов, сложенных осадочными породами, по сравнению с северной частью хребта Книповича увеличивается более чем на 1 км. Рифтинг и растяжение коры с неконсолидированным или частично литифицированным осадочным покровом имеют место в условиях большей мощности, что наращивает размываемую мощность осадков по оси хребта с севера на юг. Кроме того, деформации листрического характера (сбросы с плоскостью полого уходящей к центру растяжения) отмечаются в восточных бортовых частях и прикрыты слоем осадков 100–150 метров. Это говорит о том, что возможно зона растяжения была гораздо шире, или ось растяжения испытывал перескок с востока на запад. В оси рифта наблюдается акустически непрозрачное малоамплитудное поднятие, имеющее характер медианного поднятия. Система наблюдений к северу показывает, что амплитуда сбросов по осадкам в районе депрессии достигает 1.5 км, а покрытие осадками структур акустического фундамента вблизи депрессии увеличивается до 500–600 м при понижении гипсометрического уровня дна на 150 м. Это означает, что имеет место погружение фундамента восточного борта минимум на 300–400 м по сравнению с окружающей депрессию частью фундамента. Оно сопровождается тектоническими нарушениями обстановки растяжения. К северной части депрессии (рис. 48) размах сбросов, фиксируемый по смещению осадков достигает почти 2 км. При этом в бортовых частях, как западной, так и восточной в непосредственной близости к рифту наблюдаются структуры сжатия с небольшими взбросовыми нарушениями. Их выявление дублируется также и данными профилографа, что подтверждает современные движения по этим нарушениям.

7. Южный фланг хребта Мона

Район работ располагался у подножия баренцевоморского континентального склона в северной части Лофотенской котловины. К северо-западу от исследуемого района располагается хребет Мона. Рельеф района выровненный (рис. 49) с отдельными поднятиями, которые представляют собой выходы коренных пород. Глубины дна постепенно уменьшаются в юго-западном направ-

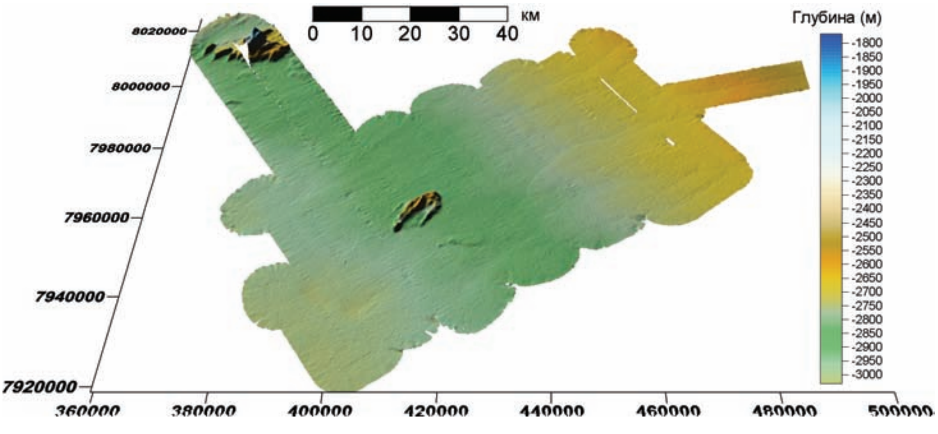


Рис. 49. Оттененный 3D рельеф южного фланга хребта Мона.
Координаты – UTM32.

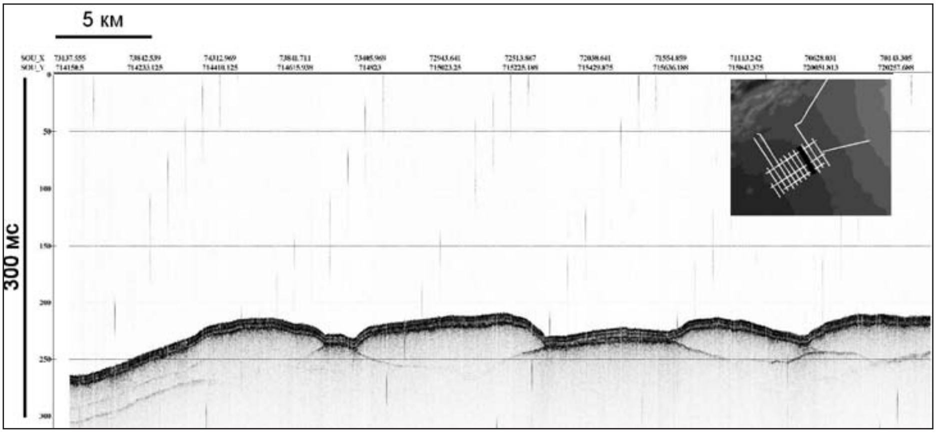


Рис. 50. Фрагмент профиля S26-p6-0.4 По вертикали – миллисекунды от начала окна регистрации, по горизонтали – долгота и широта в формате ГрадМинСек. ххх. На врезке – положение профиля. Ориентировка юг-север.

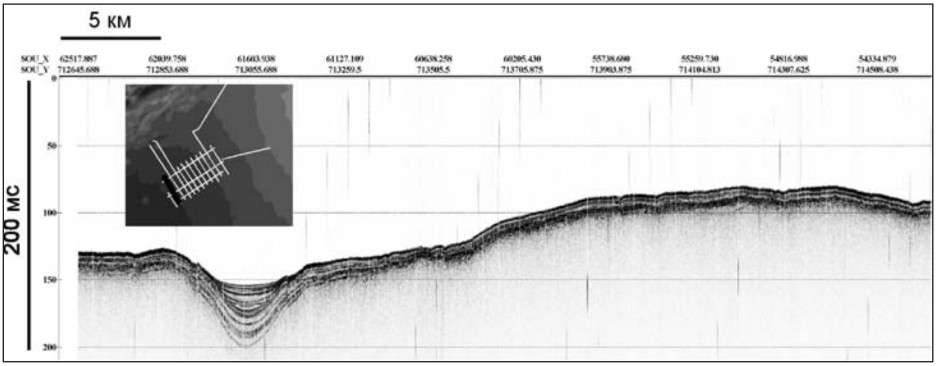


Рис. 51. Фрагмент профиля S26-p6-11. По вертикали – миллисекунды от начала окна регистрации, по горизонтали – долгота и широта в формате ГрадМинСек. ххх. На врезке – положение профиля. Ориентировка юг-север.

лении от 3000 до 2600 м. Источником сноса является конус выноса желоба Медвежинский (см. рис. 2). В рельефе выделяется промоина, расположенная на юго-западном окончании полигона. Выходы фундамента представляют собой две горы, наиболее высокая из которых расположена ближе в хребту Мона, вершина горы располагается на глубине 1900 м, относительная высота около 1000 м. Вторая гора представляет собой вытянутое в юго-западное направление поднятие, с относительной высотой около 500 м.

Данные высокочастотного профилирования показывают, что в этом районе наблюдается переслаивание акустически нестратифицированных осадочных линз (рис. 50) по профилям с субмеридиональным сечением, то есть снос материала для этих осадочных тел идет перпендикулярно простиранию профилей – с востока (с шельфа Баренцева моря). Отметим, что расстояния от этих линз до шельфа около 300 км, что в два раза превышает расстояние от

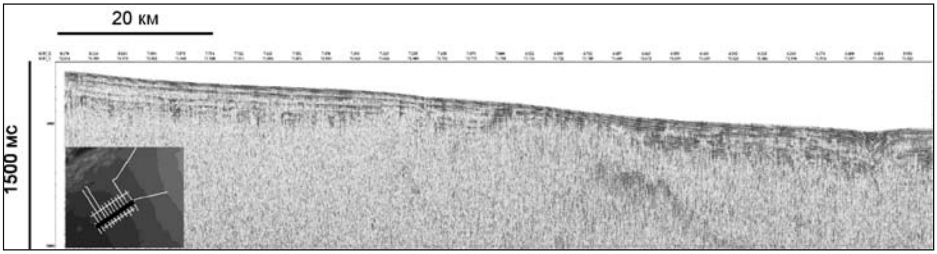


Рис. 52. Фрагмент профиля S26-p6-14. По оси X – широта и долгота, деление вертикальной развертки – 100 мс, разметка - 1000 мс. На врезке – положение профиля. Ориентировка восток-запад.

аналогичных линз в районе восточного борта хребта Книповича. Отмеченной выше особенностью переслаивания является то, что по соотношению рефлекторов видна вертикальная (временная) непрерывность разреза во всех частях профиля: в ряде случаев он сжатый (condensed section), а в ряде случаев раздут до состояния акустически нестратифицированных линз. В западной части полигона (рис. 51) развитие линз затухает и практически все рефлекторы сжимаются до сжатого состояния (condensed section). В южной части профиля по раздуву мощностей отметим конседиментационную впадину, заполненную осадками. Процесс формирования впадины закончился сравнительно недавно после чего ее заполнение продолжилось обычным налеганием осадочных тел на стенки впадины. Эта же структура прослеживается и на субширотных профилях. Это значит, что депрессия линейная и имеет северо-западное простирание (см. рис. 49). Возникновение этой впадины, возможно, имеет тектоническую природу, связанную с локальным растяжением в коре в плейстоцене. В восточной части профиля наблюдается переход от сжатого разреза дистальных частей конуса выноса к возникновению акустически нестратифицированных линз, налегание которых друг на друга однозначно показывает, что направление сноса терригенного материала идет с востока с формированием трансгрессивной серий отложений. Осадочные тела смещаются в восточном направлении, что определяется по характеру их налегания.

Профили НСП, перпендикулярные направлению сноса, показывают стратификацию осадочного чехла, типичную для хаотичного осадконакопления средней части конусов выноса. Переслаивание линз хорошо видно также по данным профилографа (см. рис. 50).

На разрезе НСП видно, что мощность до фундамента достигает 900 м (рис. 52). Динамика волн вдоль рефлекторов крайне нестабильная, что отражает изменчивые условия осадконакопления. Практически вдоль всех рефлекторов прослеживается хаотично-шероховатый рельеф, возникший при пространственной нестабильности «языков» конуса выноса. Вариация амплитуд может происходить также из-за примеси вулканокластики. На западе района происходит сокращение мощности осадков до 500–700 м и появляются выступы акустического фундамента, которые, вероятно, существовали до накопления осадочного чехла, но по деформациям на склонах выступа, можно заключить, что здесь происходила новейшая активизация вертикальных тектонических движений фундамента. На рис. 52 видна конседиментационная депрессия в западной части района, отмеченная также по данным профилографа. Видимая мощность осадочного чехла сокращается до 400 метров. На профиле, параллельном хребту Мона (см. рис. 52), видно, что возможно мощность осадочного чехла в этой части района, залегающего на акустическом фундаменте достигает 1000 м, причем нижний отдел чехла сложен хаотичными отложениями без какой-либо стратификации. Под конседиментационной депрессией на юго-западе полигона прослеживается слабое рассеянное поле, возможно ассоциированное с плоскостью сбросового нарушения. По мере движения вверх по склону конуса выноса, хаотизация и акустическая прозрачность рефлекторов увеличивается, воль горизонта залегающего на глубине 200–250 метров под дном прослеживаются флуктуации рельефа, которые вероятно усилятся при дальнейшем продвижении вверх по склону.

Выводы

1. Микрорельеф дна шельфа Баренцева моря представлен наложением разновозрастных борозд ледникового выпахивания, являющихся следствием движения килевых частей айсбергов по дну моря.

2. Желоб Орли представляет собой современный рифт со сложной морфологией дна и акустического фундамента, а также аномально высоким тепловым потоком. Он представляет собой морфоструктуру вдоль которой происходит активный снос материала донными течениями с юга на север.

3. На континентальном склоне Северного Ледовитого океана существуют крупные оползни.

4. Желоба Орли и Эрик-Эриксен имеют признаки современной тектонической активности с формированием субмеридиональной макротрещинноватости. Структуры Орли имеют южное продолжение в виде сбросовых нарушений и складчатых форм, и дислоцируют фундамент около Земли Короля Карла. В центральной части желоба Орли выделены медианные структуры, что свидетельствует об условиях растяжения.

5. В северной части желоба Орли и на его бортах несогласно залегают осадочные толщи. Поверхность несогласия представляет собой субгоризонтальную площадку, которая смещается сбросовыми нарушениями желоба вместе с осадочным чехлом и турбидитными отложениями.

6. В устье желоба Орли обнаружены аномалии смещения главной частоты сигнала в более низкий диапазон, что, как правило, происходит при насыщении пористой матрицы флюидом

7. В толще осадков в устьевой части желоба Орли видны признаки миграции русла потока и прирусловых валов во времени. На восточном борту литифицированная толща до 1500 метров перекрыта акустически прозрачным комплексом, что также говорит об интенсивном выносе крупнообломочной турбидитной фракции и формировании конусов выноса. На западном борту наблюдаются нарушения, возникшие скорее всего из-за изостатической компенсации лавинного осадконакопления.

8. В пределах эрозионной структуры желоба Стурфьорд были зафиксированы борозды выпахивания ледникового происхождения и тектонические борозды, прослеживаемые до глубин 600 м.

9. На северном обрамлении Медвежинского поднятия наблюдаются выходы даек, которые по магнитным данным коррелируют с аналогичными образованиями в желобе Орли.

10. В северной части по желобу Стурфьорд проявлен устойчивый трехслойный характер рефлекторов. В центральной и южных частях наблюдается появление рефлектора физической природы (либо термальной, либо газогидратной) с резким увеличением динамики, имеющего вероятную зону разгрузки флюида в кольцевой депрессии. Наличие этого рефлектора подтверждается и данными сейсмоакустики.

11. Рельеф северного сегмента хребта Книповича определяется сложно построенной зоной перехода от континента к рифтогенным структурам зарождающегося океана, структурный парагенез которой определяется эволюцией крупномасштабного правого сдвига (Crane et al., 2001). Поле напряжений в этой тектонически активной зоне обуславливает деформации по двум основным направлениям: северо-восточному и северо-западному. Сопутствующие сдвигу процессы растяжения и сжатия маркируются в рельефе многочисленными системами сбросов и взбросов различной амплитуды.

12. Рифтовая долина северного сегмента хребта Книповича представляет собой сложно построенную зону, разбитую на систему впадин, имеющих в плане ромбовидную форму. Рельеф в пределах днища рифтовой долины с севера на юг от бассейна к бассейну меняется от выровненного до сложного грядово-холмистого. Амплитуда рельефа достигает местами 150 м. Впадины разделены неовулканическими хребтами, высота которых увеличивается при движении от сегмента к сегменту с севера на юг. Борта рифтовой долины осложнены серией террас и ступеней. Ступени, как правило, смещены друг относительно друга, что позволяет предположить их блоковое строение.

13. Данные высокочастотного профилирования на северных флангах хребта Книповича показывают наличие деформаций растяжения (сбросы) и сжатия (взбросы и пологие складки в осадках), являющихся результатом правосторонних сдвиговых перемещений в районе между Шпицбергеном и Гренландией.

14. На северных флангах хребта Книповича выявлены акустически прозрачные бесструктурные неоднородности разного размера, которые нарушают сплошную слоистость в пределах осадочных пачек верхних 100 м разреза, что является характерным признаком вариации газонасыщенности приповерхностных отложений.

15. Осадочный чехол на северных флангах хребта Книповича распределен неравномерно. Восточный борт, подверженный лавинной седиментации, погребен под мощной осадочной толщей, фундамент которой нами не выявлен. Западный борт на севере представлен осадочным чехлом с интенсивными рефлекторами на глубинах около 400 м под дном. На юге большая часть чехла акустически прозрачна.

16. Осадочный чехол на северных флангах хребта Книповича подвержен разнообразным тектоническим нарушениям, как современным, так и сформированным, по всей видимости, до рифтогенеза современной структуры хребта. Наблюдаются сбросы в пририфтовой зоне, взбросы на флангах, квестообразования вдоль линеаментов северо-западного простирания.

17. В северной части хребта Книповича вдоль бортов рифта наблюдаются крутые сбросовые плоскости амплитудой до 1 км с осадочным заполнением крыльев, не подверженном денудации, что может быть при современном и очень быстром рифтинге в условиях источника лавинной седиментации.

18. Хребет Мона является типичным спрединговым хребтом и развивается в режиме нормального сброса. Поле напряжений в тектонически активной зоне сочленения хребтов Книповича и Мона обуславливает деформации одновременно по нескольким направлениям, которые маркируются в рельефе многочисленными системами сбросов и взбросов различной амплитуды.

19. В районе сочленения с хребтом Мона долина хребта Книповича резко сужается и подворачивается, впадины рифта приобретают вытянутую чечевицеобразную форму. Долина хребта Книповича отделена от структур хребта Мона приподнятым поперечным блоком. Борта рифтовой долины Книповича как на севере, так и на юге асимметричны и осложнены серией террас и ступеней. Ступени, как правило, смещены друг относительно друга, что позволяет предположить их блоковое строение. В перемычках рифта наблюдаются вулканические постройки.

20. Верхние горизонты осадков южного сегмента хребта Книповича, как правило, имеют двучленное строение. Верхний горизонт представлен тонко, горизонтально слоистыми осадками, с мощностью слоев около 0.5–1 м. Нижний – гораздо более грубо слоистый с мощностью отдельных слоев 5–8 м. Видимая мощность нижнего горизонта 40 м.

21. В районе континентального подножия около депрессии рельефа на восточном борту хребта Книповича наблюдается переход к пелагическому осадконакоплению и присутствие различных видов деформаций: сбросовых, взбросовых и пликативных, не наблюдаемых на западном борту хребта. Это означает современную подвижность структуры на востоке. Характер стратификации осадков на западном борту отличен от восточного и это говорит о том, что отложения турбидитных потоков не имеют прямого продолжения через хребет.

22. Отложения конусов выноса, как в сжатых разрезах, так и в раздутых линзах переслаиваются и налегают друг на друга таким образом, что в целом разрез по линии абиссаль-шельф носит отчетливо трансгрессивный характер.

23. Рифтинг и растяжение коры в южной части хребта Книповича имеют место в условиях более мощного осадочного покрова, что говорит о том, что происходит также наращивание разрываемой мощности чехла по оси хребта с севера на юг. Наблюдаются признаки того, что зона растяжения была гораздо шире, или ось растяжения испытывала перескок с востока на запад и обратно. В оси рифта формируются медианные поднятия.

24. Изолированные поднятия акустического фундамента на бортах рифта по мере движения на юг переходят на западный борт.

25. По мере продвижения на юг амплитуда и абсолютное гипсометрическое положение квестообразных поднятий на восточном борту уменьшается, а на западном увеличивается и сопровождается эрозией переотложенного палеогена и сносом в межблочные впадины. Причиной общего подъема структур западного борта может являться взаимодействие рифтовых структур хребтов Книповича и Мона.

26. Увеличение амплитуды и частоты квест на западе имеет настолько большой размах, что можно формально говорить о горообразовании.

27. Вблизи хребта отмечаются многочисленные сбросовые нарушения, особенно в районе пририфтовой депрессии от 74°40 до 75°20. Местами встречаются узкие зоны со взбросовыми нарушениями. Это говорит о

сложной динамике растяжения в данном районе, продолжающейся в настоящее время. Амплитуда проседания фундамента в районе депрессии может составить 300-400 метров.

28. Амплитуда сбросов по осадкам в рифтовой долине увеличивается почти до 2 км.

29. На южном борту хребта Мона направление сноса осадочного материала ориентировано с востока на запад и в пределах полигона наблюдается переход от переслаивания линз среднеэнергетической зоны конуса выноса к его дистальной части со сжатым разрезом. Направление источника сноса терригенного материала с севера на юг практически исключено. В пределах полигона наблюдается депрессия северо-западной ориентации, заполненная конседиментационным отложением осадков с переменной мощностью, свидетельствующая о локальном растяжении.

30. На южном борту хребта Мона отмечается наличие конседиментационной депрессии, переставшей функционировать некоторое время назад, под которой наблюдаются следы листрического сброса.

31. Переход к пелагическому осадконакоплению происходит на удалениях около 350 км от устья желоба Медвежинский, что в два раза дальше аналогичного перехода на конусе желоба Стурфьорд.

Исследования проводились при финансовой поддержке Норвежского Нефтяного Директората, программ фундаментальных исследований Президиума Российской Академии Наук №№ 14, 16, 17, ведущей научной школы НШ-3172.2008.5

Список литературы

Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V.3. №.2. С. 145–161.

Дибнер В.Д. Геологическое строение острова Виктория // Геология советской Арктики. М.: Госгеолтехиздат. 1957. С. 21–22. (Тр. НИИГА. Т. 81)

Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2009. С. 257–263.

Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы) 2005.

Милановский Е. Е. Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии). 1996. М.: МГУ. 448 с.

Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576–595.

Мусатов Е. Е. Распространение кайнозойского чехла на Баренцевоморском шельфе между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Океанология. 1996. Т. 36. № 3. С. 444–450.

Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2500000. М.: ИЛОВМ РАН. 1996. 94 с.

Столбов Н.М., Устинов Н.В., Голубкова Е.Ю. Какого возраста отложения складчатого фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа? // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Министерство природных ресурсов Российской Федерации, Всероссийский Научно-исследовательский институт геологии и природных ресурсов Мирового океана. С.Пб.: ВНИИОкеангеология. 2006. Т. 210. Вып. 6. С. 145–148.

Сущевская Н.М., Евдокимов А.Н., Маслов В.А., Кузьмин Д.В. Генезис базальтовых магм четвертичных вулканов архипелага Шицберген // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» 2004. Т. 22. №1. С. 1–4.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный Мир. 2001. 606 с.

Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424. №2. С. 227–233.

Чамов, Н.П., Добролюбова К.О., Пейве, А.А., Соколов С.Ю. Признаки присутствия газогидратов в верхней части осадочного чехла на бортах разломной зоны Моллой (пролив Фрама, Норвежско-Гренландский бассейн) // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2008. Т. 83. Вып. 2. С. 51–60.

Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦ РАН. 1998. 306 с.

Шлыкова В.В., Казанин Г.С., Павлов С.П., Ступакова А.В., Голынчик П.О., Сафронова П.А. Сейсмостратиграфическая характеристика осадочного чехла Южно-Шпицбергенского шельфа и перспективы нефтегазоносности // Разведка и охрана недр. 2008. № 8. С. 39–44.

Geology of Franz Josef Land (edited by V.D. Dibner). Norsk Polarinstitutt. Meddelelse No. 146. Oslo. 1998. 190 p.

IBCAO (International Bathymetric Chart of Arctic Ocean). 2005. (http: // www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/arctic.html).

Hjelstuen B.O., Eldholm O., Faleide J. I. Recurrent Pleistocene mega-failures on the SW Barents Sea margin // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 258. Pp. 605–618.

Ljones F., Kuwano A., Mjelde R., Breivika A., Shimamura H., Murai Y., Nishimura Y. Crustal transect from the North Atlantic Knipovich Ridge to the Svalbard Margin west of Hornsund // Tectonophysics. 2004. V. 378. Pp. 17–41

Murdmaa I., Ivanova E., Duplessy J., Levitan M., Khusid T., Bourtman M., Alekhina G., Alekseeva T., Belousov M., Serova V. Facies system of the Eastern Barents Sea since the last glaciation to present // Marine Geology. 2006. V. 230. Pp. 275–303.

Olesen, O. G., Gellein J., Brekke H. et al. Magnetic anomaly map, Norway and adjacent ocean areas. Scale 3 million. Geological Survey of Norway. 1997.

Smith D.G., Harland W. B., Hughes N. F., Pickton C.A.G. The geology of Kong Karls Land, Svalbard // Geological Magazine. 1976. V. 113. №. 3. Pp. 193–304.

The Geology of Svalbard (ed. – W. B. Harland). Geological Society, London, Memoir No. 17. 1997. 521 p.

Vanneste M, Guidard S., Mienert J. Bottom simulating reflection and geothermal gradients across the western Svalbard Margin // Terra Nova. 2005. V. 17. Iss. 6. Pp. 510–516.

Vanneste M., Mienert J. Bünz S. The Hinlopen Slide: A giant, submarine slope failure on the northern Svalbard margin, Arctic Ocean // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 245. Is. 1-2. Pp. 373–388

Winkelmann, D., Stein R., Triggering of the Hinlopen/Yermak Megaslide in relation to paleoceanography and climate history of the continental margin north of Spitsbergen // Geochem. Geophys. Geosyst. (G3). 2007. V. 8. № 6. Pp. 1–15. (An electronic journal of the earth sciences doi:10.1029/2006GC001485).

The Structure of Continent-Ocean transition zone at North-West Barents Sea Margin (results of 24–26-th cruises of RV "Akademik Nikolaj Strakhov", 2006-2009)

A. V. Zayonchek[1], H. Brekke[2], S. Yu. Sokolov[1], A.O. Mazarovich[1], K.O. Dobrolyubova[1], V. N. Efimov[1], A. S. Abramova[1], Yu. A. Zaraiskaya[1], A.V. Kokhan[1], E. A. Moroz[1], A. A. Peive[1], N.P. Chamov[1], K. P. Yampol'skii[1]

1 – Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia
2 – Norwegian Petroleum Directorate (NPD), Stavanger, Norway

Abstract

Three geological-geophysical expeditions on R/V «Akademik Nikolaj Strakhov» in 2006-2009 (Geological Institute RAS, Norwegian Petroleum Directorate) resulted in detailed mapping by acoustic methods for significant areas of Knipovich ridge, southern slope of Mohn ridge, Storfjord and Orli troughs, continental slope and Franz-Joseph Land vicinity with total survey length about 22000 km. Were discovered: northward zone of Svalbard shelf plate destruction, outcrops of dyke complexes and other volcanogeneous edifices on the shelf, gas hydrates release occurrences, modern tectonic displacements on continental slope and in sedimentary cover of Knipovich and Mohn ridges boards and many other facts. North-West margin of Barents sea shelf exposes the similarity with rift onshore structures at Northern areas of Spitzbergen Island, that could show the uniform conditions of their formation, and with the consideration of the data from neighbors areas at deep ocean gives the basis for development of model, connecting the geodynamic processes at continental and oceanic lithosphere.

Желоб Орла (Стурё) – элемент новейшей геодинамики внешней зоны Баренцевоморского шельфа

Ю.Г. Леонов, М.Д. Хуторской

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация

Приводятся результаты измерения теплового потока в северной части Свальбардской плиты вблизи архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген и геодинамическая интерпретация полученных данных. Измерения выполнялись с помощью новой модификации геотермического зонда «ГЕОС-М». Получено 7 измерений на полигоне «ЗФИ» и 20 – на полигоне «Шпицберген». На первом из полигонов вариации теплового потока от 30 до 85 мВт/м^2 связаны как с тектонической активизацией трога Франц-Виктория, так, возможно, и со структурно-теплофизическими неоднородностями в разрезе осадочного чехла. Аномальные значения теплового потока (от 120 до 519 мВт/м^2), измеренные в троге Орла (Стурё) (восточнее Северо-Восточной Земли архипелага Шпицберген), в сочетании с другими геологическими данными, свидетельствуют о развитии здесь рифтовой зоны, вызывающей деструкцию континентальной коры в зоне взаимодействия континентальной и океанической литосферы. Исследования проводились при финансовой поддержке Норвежского нефтяного директората, Президиума РАН, Отделения наук о Земле РАН и РФФИ.

Вводные замечания: район и организация работ, измерительная аппаратура, геотермическая характеристика акватории Баренцева моря

Свальбардская континентальная окраина, включающая, кроме шельфа и континентального склона, также островную сушу архипелага Шпицберген (Свальбард), представляет собой северо-западную часть более крупного элемента – Баренцевоморской континентальной окраины. Эта область привлекает внимание во многих отношениях. В том числе она дает интереснейший материал для изучения вообще слабо исследованного вопроса, и в особенности для пассивных окраин, о взаимосвязи тектонических процессов в континентальной и океанической литосфере.

Одним из опорных источников информации о тектонике и геодинамическом режиме этой области служат геотермические данные. В этой связи в 2007 году, в ходе экспедиции, проведенной Геологическим институтом РАН на НИС «Академик Николай Страхов» в рамках программы МПГ 2007/08, выполнена геотермическая съемка на двух полигонах в неизученных ранее районах шельфа Баренцева моря: к западу от архипелага Земля Франца-Иосифа (полигон ЗФИ) и к востоку от о-ва Северо-Восточная Земля архипелага

Шпицберген (полигон Шпицберген) (рис. 1). Параллельно с геотермической съемкой, в ходе упомянутой экспедиции и на тех же объектах проведено детальное исследование рельефа морского дна и верхней части осадочного чехла; соответствующие данные, важные и для рассматриваемого в данной статье исследования, приведены в предыдущей статье настоящего сборника *(А.В.Зайончек и др.)*.

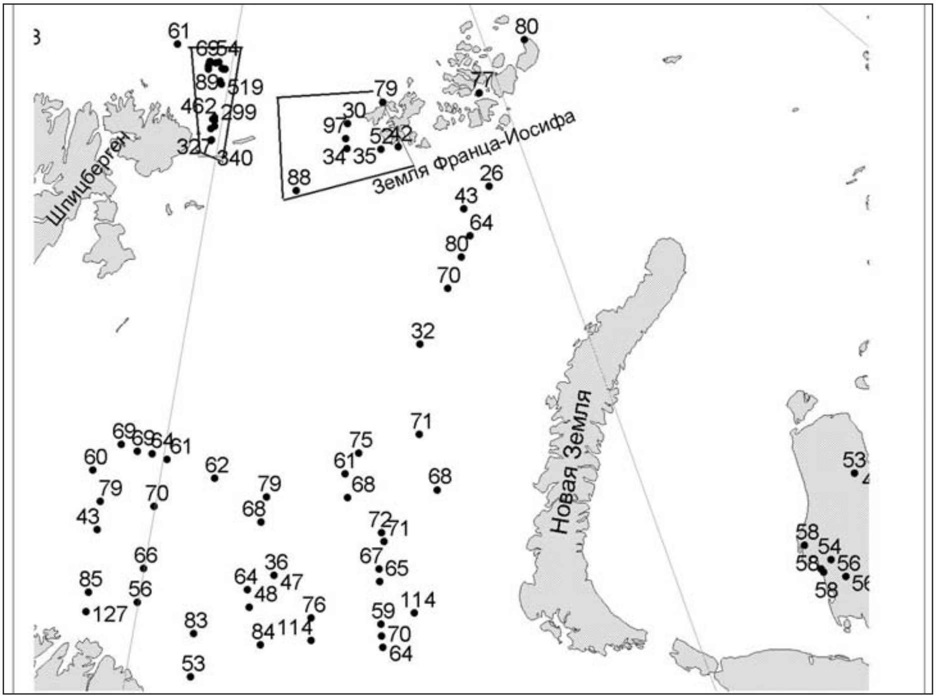


Рис. 1. Геотермическая изученность Баренцевского региона. Точки – станции измерения и значения теплового потока (мВт/м²); оконтурены районы работ 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»: полигоны ЗФИ (см. рис. 3) и Шпицберген (см. рис. 4).

Экспедиция была проведена при финансовой поддержке Норвежского нефтяного Директората, программы Президиума РАН («Фундаментальные проблемы океанологии», проект «Сравнительное изучение эволюции и современной структуры континентальных окраин Восточной Атлантики и Арктики») и программы Отделения наук о Земле РАН («История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики»), а также проекта РФФИ № 05-05-00016. Результаты исследования в более сжатом варианте опубликованы в работе *(Хуторской и др., 2009)*; здесь эти материалы изложены с дополнениями.

Геотермическая изученность Баренцевоморской плиты, в особенности ее Свальбардской части, до настоящего времени остается невысокой.

Впервые геотермические работы были выполнены по профилю п-ов Рыбачий – Земля Франца Иосифа в 1976 году во время 23-го рейса НИС «Академик Курчатов» *(Методические..., 1983).* Применявшаяся тогда аппаратура (одноканальный автономный термоградиентограф ПТГ-3МТБ) не позволяла фиксировать ряд таких важных параметров, как придонная температура воды, угол вхождения зонда в донные осадки, форма термограммы. Относительная погрешность измерений оценивалась в 30-40%. Полученные записи не позволяли отфильтровать степень влияния экзогенной волны, обусловленной периодическими колебаниями температуры у дна и придонными течениями.

В 1980-е годы, в связи с развитием бурения в Арктике, были получены первые кондиционные измерения теплового потока по термокаротажным данным в Баренцевом и Карском морях *(Цыбуля, Левашкевич, 1992)* и данные по оценке значений градиентов температуры и теплопроводности пород. Впоследствии эти данные были уточнены *(Левашкевич, 2005).* В те же годы Геологическим институтом КНЦ РАН были получены измерения теплового потока в южной и центральной частях Баренцева моря двухканальным автономным зондом ТГЦП. Площадные наблюдения сопровождались режимными наблюдениями за температурой морского дна на нескольких опорных станциях. Это позволило с помощью специально разработанного алгоритма *(Левашкевич, 2005)* оценить глубинную компоненту теплового потока и количественно учесть влияние периодических колебаний температуры дна.

Анализ имеющихся на сегодняшний день скважинных и зондовых измерений позволяет говорить о тенденции повышения теплового потока в северо-восточном и северо-западном направлениях (см. рис. 1). Так, на севере Балтийского щита среднее значение теплового потока составляет 54 мВт/м^2 , в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевского поднятия – 70 мВт/м^2 . Такой тренд теплового потока можно объяснить влиянием тектонических процессов в коре Баренцевоморской плиты, омоложение которых происходит в северном направлении. Авторы ранее уже высказывали предположение о связи этого явления с развитием рифтогенеза *(Хуторской и др., 2003).*

Работы в описываемом рейсе НИС «Академик Николай Страхов» выполнялись с помощью новой модификации известной и апробированной серии геотермических зондов «ГЕОС» – зондом «ГЕОС-М». Зонд предназначен для автоматичного высокоточного измерения температуры донных осадков; градиента температур и теплопроводности осадков на четырех измерительных базах; гидростатического давления (глубины); температуры воды; угла внедрения зонда в осадки (отклонения от вертикали); определения на основе полученных данных глубинного теплового потока через дно акватории. Кроме того, зонд позволяет осуществить вертикальное температурное зондирование водной толщи. По кабель-тросу осуществляется управление процессом измерения, вся получаемая информация поступает в набортный компьютер.

Данные о тепловом потоке на полигоне ЗФИ

Не повторяя полного описания результатов работ на полигоне ЗФИ, приведенных в статье *(Хуторской и др., 2009)*, остановимся на двух моментах.

Первое. На полигоне выполнено семь измерений теплового потока и температуры в толще воды (табл. 1).

В результате измерений температуры водной толщи был обнаружен слой отрицательных температур в интервале глубин 30–80 м и изотермическая

Таблица 1. Результаты измерений теплового потока на полигоне ЗФИ.

№№ станций	Дата измерения	с.ш.	в.д.	Глубина, м	ср.ТП (мВт/м^2)
2501	03.09.2007	79.3463	38.1587	314	88
2502	04.09.2007	80.0112	48.3466	375	42
2503	04.09.2007	80.0083	46.581	402	52
2505	04.09.2007	80.2472	43.0693	400	97
2506	04.09.2007	80.5039	43.3696	530	30
2507	05.09.2007	80.2472	43.0693	550	34
2509	07.09.2007	80.067	43.1672	390	35

зона при глубинах более 370–380 м (рис. 2). Таким образом, была определена минимальная глубина (приблизительно 370 м), при которой возможно измерять тепловой поток. При меньших глубинах сказывалась «неизотермичность» водной толщи, что обусловливало нелинейность термограммы в донных осадках и, соответственно, увеличение погрешности при оценке теплового потока. Поэтому для измерения теплового потока при глубинах 370 и более метров имелось ограниченное количество точек (рис. 3). На большинстве станций его можно было рассчитать только по показаниям температуры самых нижних баз зонда.

Для полигона Шпицберген, где наиболее интересные результаты получены при замерах теплового потока на существенно больших глубинах, эта проблема не имеет решающего значения.

Второе. В целом, на полигоне отмечаются фоновые для Баренцевоморской плиты значения теплового потока (см. табл. 1). Однако два высоких значения (88 и 97 мВт/м^2) наблюдаются в точках, лежащих на линии северо-восточного простирания в пределах пролива (желоба) Франц-Виктория. С ними соседствуют две точки, отличающиеся пониженными значениями теплового потока (30-35 мВт/м^2) (см. рис. 3). Этих данных (плотности отмеченных точек) недостаточно для того, чтобы судить о конфигурации в плане элементов с высоким и пониженным тепловым потоком. Можно лишь предположить, что разделяющая их резкая градиентная зона маркирует борт желоба Франц-Виктория.

Указанных данных маловато, чтобы определенно судить об источниках и причинах повышенных значений теплового потока. В нашей предыдущей статье *(Хуторской и др., 2009)* высказана мысль о возможной их связи с залегающими на глубине эвапоритами, районы развития которых характеризуются подобными резкими вариациями значений теплового потока. Теплопроводность каменной соли высока – 5,0-5,5 Вт/(м•К), что в 3-4 раза превышает теплопроводность вмещающих терригенных пород, которая равна 1,6-2,0 Вт/(м•К). Такой резкий контраст теплопроводности, а также крутые углы наклона границ раздела сред, при наличии соляных куполов, обусловливают перераспределение глубинного теплового потока *(Хуторской и др., 2004)*. Если допустить существование куполов на изученной площади полигона «ЗФИ», то станции замеров теплового потока со значениями 88 и 97 мВт/м^2 могли бы относиться к апикальным частям куполов, а станции со значениями 30-35 мВт/м^2 – к межкупольным зонам.

Отправным пунктом для такого рассуждения послужили работы *(М. Верба, 2008; В. Верба и др., 2004)*, в которых, с помощью плотностного моделирова-

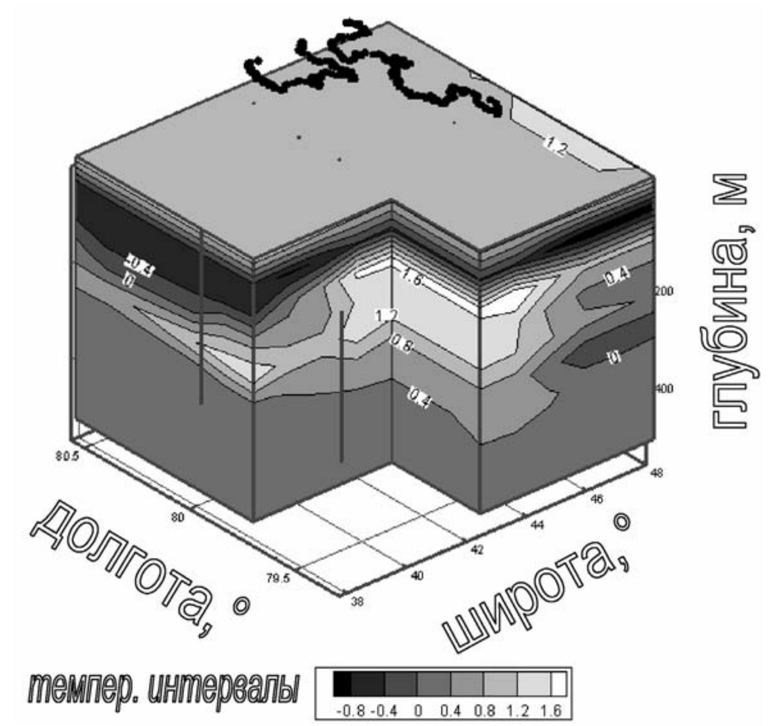


Рис. 2. 3D-блок-диаграмма распределения температуры воды на полигоне ЗФИ.

ния по линии меридионального профиля МПВ Север-86, пересекающего зону перехода от океана к шельфу, включая континентальный склон, на площади к северу от ЗФИ, обосновывается наличие эвапоритового комплекса верхнемелового возраста на глубинах в несколько километров.

Тем не менее, высказанная нами версия о связи особенностей теплового потока с соляной тектоникой на исследованной площади должна рассматриваться как вариант не лишенный оснований, но пока, до получения дополнительных данных, гипотетический и, во всяком случае, не единственно возможный. Дело, прежде всего, в том, что указанный вывод В.В. Вербы с соавторами и М.Л. Вербы сделан для другого по своей природе тектонического элемента – осадочного бассейна (получившего название «периокеанического прогиба Брусилова») с аномально низкими (-55 мГл) значениями поля силы тяжести (в редукции в свободном воздухе), вытянутого вдоль бровки континентального склона (то есть вдоль границы континент – океан) к северу от о-вов ЗФИ. Он относится к системе структур, маркирующих, по мнению названных авторов, пассивную окраину континента, и обладает совокупностью характерных для пассивных окраин признаков, включая типичное для них развитие эвапоритов.

Желоб Франц-Виктория ориентирован, как и другие желоба внешней зоны Баренцевоморского шельфа, субмеридионально (то есть, в целом, ортогонально простиранию упомянутого бассейна и континентального склона). Наличие эвапоритов здесь пока не подтверждено. Что касается аномального поля силы тя-

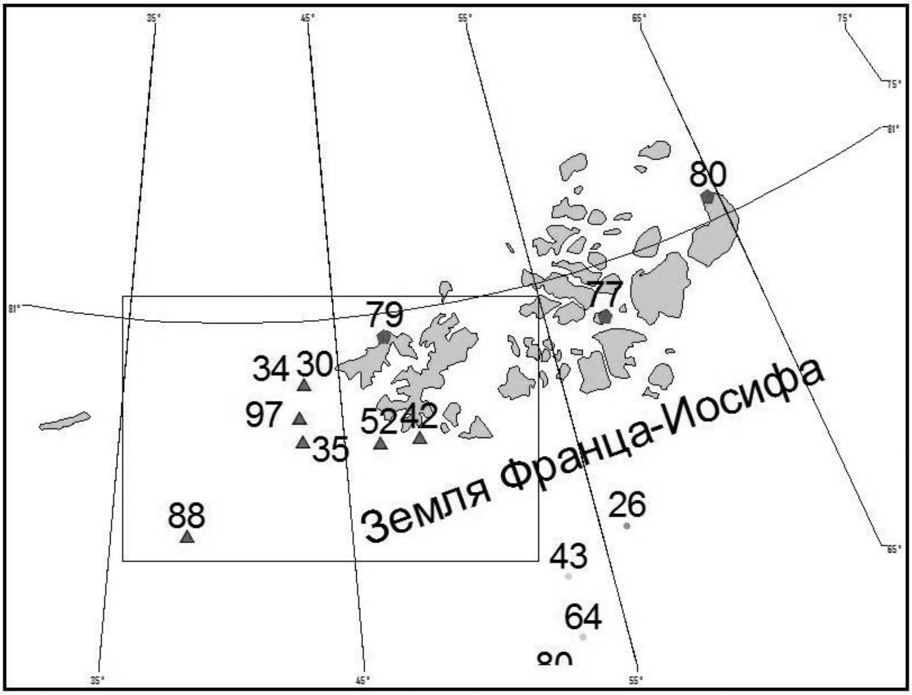


Рис. 3. Измерения теплового потока на полигоне ЗФИ (показаны треугольниками). Точками показаны три значения теплового потока (мВт/м²), полученные при термическом каротаже в скважинах (с запада на восток): «Нагурская» (о. Земля Александры), «Хейса» (о. Хейса) и «Северная» (о. Грэм-Бэлл).

жести, то оно, в очевидном контрасте с предполагаемым эвапоритовым бассейном (прогибом Брусилова) в зоне континентального склона, близко к нулевым значениям. В работе *(М. Верба, 2008)* подчеркивается, что прогиб Брусилова не имеет аналогов на прилегающих акваториях. Не отвергая на современном уровне изученности идею о соляной природе наблюдаемой тепловой аномалии, всё же в рассматриваемых нами структурах, включая и желоб Франц-Виктория, логичнее видеть элементы иной природы – систему молодых структур, образовавшихся в процессе последнего – новейшего этапа деструкции континентальной коры. Повышенный тепловой поток может служить одним из выражений этого активного ныне, или в недалеком геологическом прошлом, процесса. К этому вопросу нам ещё придется вернуться позже.

Полигон Шпицберген: желоб Орла (Стурё)

Объектом изучения на полигоне «Шпицберген» был желоб Орла (Стурё) – элемент рельефа дна хорошо выраженный в батиметрии, но почти не изученный в остальных отношениях. Он простирается от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере между относительными повышениями дна в районах о-ва Белый на востоке и о-ва

Северо-Восточная Земля на западе. Название желоба варьирует в разных источниках. В работах *(Лукина, Патык-Кара, 2002; Митяев и др., 2007)* он носит название «желоб Орла» и «грабен Орла»; это же название принято в статьях участников упоминавшегося выше рейса НИС «Академик Николай Страхов» (см. статью Зайончек и др. в настоящем сборнике). В то же время, еще раньше в отечественной литературе он описывался под названием «желоб Стуре» (или Стурё) по имени расположенного поблизости от него острова Стурейа (Storoya) *(Мусатов, 1996, 2004; Ласточкин и др., 1992)*. Дополнительную путаницу вносит и то, что под таким же названием (Стуре) упоминается грабен широтного простирания, находящийся в основании осадочной толщи континентального склона на площади между архипелагами Шпицберген и ЗФИ и по возрасту относящийся к начальным этапам раскрытия Евразийского бассейна и спрединга хребта Гаккеля *(Батурин, 1987)*. Поэтому, во избежание неясностей, в данной статье используется двойное название – «желоб Орла (Стурё)».

Детальные данные по рельефу дна и строению верхних горизонтов осадочного чехла (на глубину нескольких сот метров) приведены в статье А.В.Зайончека и др. Желоб представляет собой узкую, выраженную в рельефе дна депрессию меридионального простирания. Высота стенок депрессии составляет до 400 м, а дно расположено на глубине 470–520 м и еще более углубляется с выходом к континентальному склону. По простиранию желоб выражен на протяжении почти 200 км при ширине обычно в первые десятки (до 50) километров.

Таблица 2. Результаты измерений теплового потока на полигоне Шпицберген.

№№ станций	Дата измерения	с.ш.	в.д.	Глубина, м	ср.ТП (мВт/м^2)
2523	14.09.2007	80.0604	29.3266	330	340
2525	14.09.2007	80.0642	29.337	330	338
2526	14.09.2007	80.3177	29.4437	440	299
2527	15.09.2007	80.409	29.309	430	484
2529	15.09.2007	80.4194	29.0828	530	462
2530	15.09.2007	80.4456	29.2863	485	438
2531	15.09.2007	80.4657	29.2331	465	407
2535	16.09.2007	80.2788	29.2516	410	327
2537	18.09.2007	81.3974	27.5607	2330	54
2539	18.09.2007	81.1018	29.0919	340	474
2541	18.09.2007	81.0538	29.3096	310	519
2543	19.09.2007	81.325	29.395	1185	118
2544	19.09.2007	81.319	29.21	1010	122
2545	19.09.2007	81.3221	29.0358	1010	107
2547	19.09.2007	81.4142	28.5693	2530	53
2548	19.09.2007	81.3908	28.1994	2250	77
2549	19.09.2007	81.3944	27.455	2280	69
2550	19.09.2007	81.3501	27.4793	1870	89
2551	19.09.2007	81.314	27.4789	1400	90
2552	20.09.2007	81.2616	27.4984	770	326

Тектоническая природа этой структуры была не ясна, и в литературе о ней имеются лишь отрывочные данные. Определяющее значение для решения этого вопроса сыграли проведенные в районе желоба геотермические исследования.

Распределение температуры в водной толще здесь аналогично описанному на полигоне ЗФИ.

В желобе и на его продолжении в пределах континентального склона было выполнено 20 измерений теплового потока (рис. 4), принесших, без преувеличения, «сенсационные» результаты. Тепловой поток составляет от 300 до 520 мВт/м^2 , что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря (табл. 2).

Идеальная форма записи температуры датчиков в грунте (рис. 5) не оставляет сомнений в достоверности полученных результатов. На всех «аномальных» станциях термограммы имеют линейную или близкую к линейной форму. Это свидетельствует о чисто кондуктивной природе измеренного теплового потока. Искривление термограмм, что свидетельствовало бы о конвективной разгрузке глубинного флюида, здесь не наблюдалось.

Аномально высокий тепловой поток характерен для всего желоба Орла (Стурё) и для его продолжения на континентальном склоне до изобаты 1200 м. Только при больших глубинах отмечается снижение теплового потока, хотя и на глубине от 1400 м до 1870 м измерены повышенные относительно фоновых значения – 89 и 90 мВт/м^2 (близкие, как можно видеть, к полученным на полигоне ЗФИ в желобе Франц-Виктория в пределах шельфа).

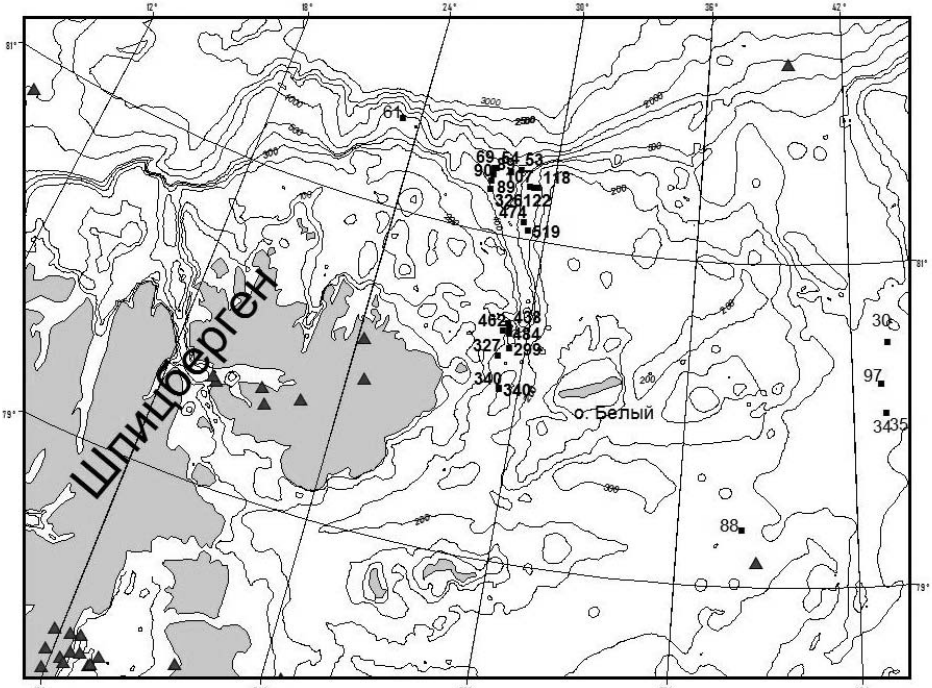


Рис. 4. Станции измерения и значения теплового потока (мВт/м^2) на полигоне «Шпицберген».

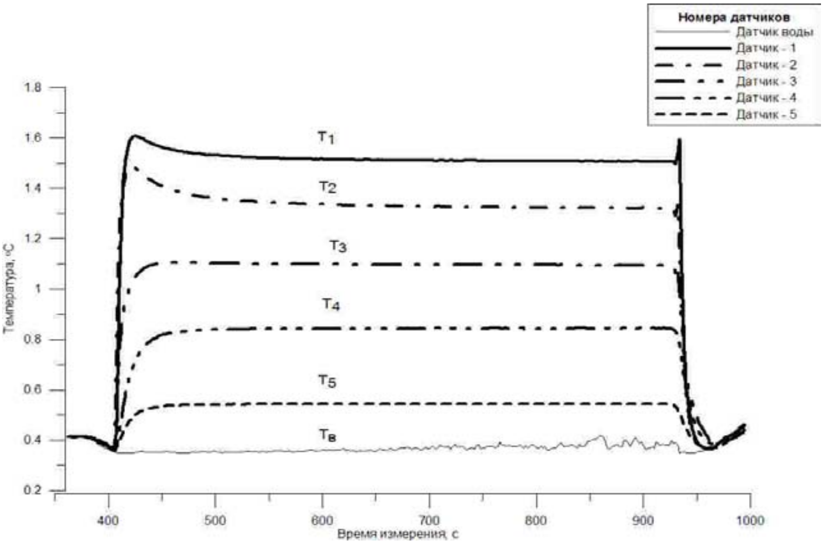


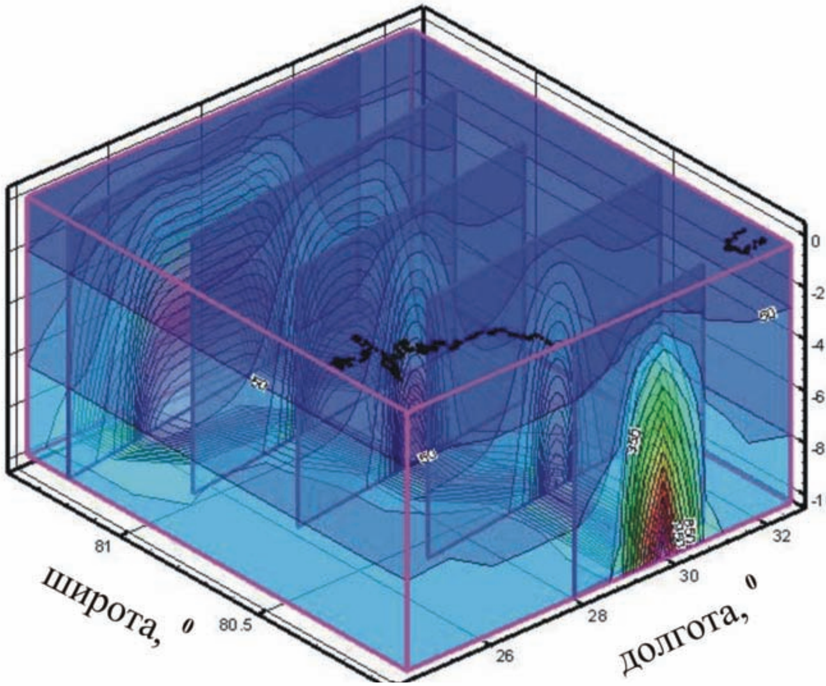
Рис. 5. Динамика распределения температуры в грунте.

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине около 8 км под дном моря в желобе могут быть встречены солидусные температуры (при расположении точки Кюри на глубинах 4–4.5 км) (рис. 6, 7). Это говорит о том, что деструкция континентальной коры произошла на всю ее мощность, и горячее мантийное (?) вещество внедрилось в фундамент, а возможно проникло в нижние слои осадочного чехла. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне может быть обусловлено накоплением терригенного и моренного материала, который экранирует или затушёвывает эффект проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Впрочем, принимая во внимание наличие современных гидротерм на Шпицбергене, на суше (о них будет сказано дальше), нельзя исключить, вероятно, и того, что признаки субаквальной разгрузки пока просто не обнаружены. Для решения вопроса о степени выноса глубинного материала целесообразно проведение гидрохимического опробования придонных слоев с целью анализа индикаторов мантийного тепломассопереноса (3He/4He и др.).

Обсуждение результатов: желоб Орла (Стурё) в системе структур внешней зоны шельфа Баренцева моря

Морфология желоба Орла (Стурё), а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что желоб имеет тектоническую природу. Это, скорее всего, рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

Полученные данные выглядят еще значительнее, если посмотреть на них в контексте более общей проблемы деструкции края континента (Свальбард-



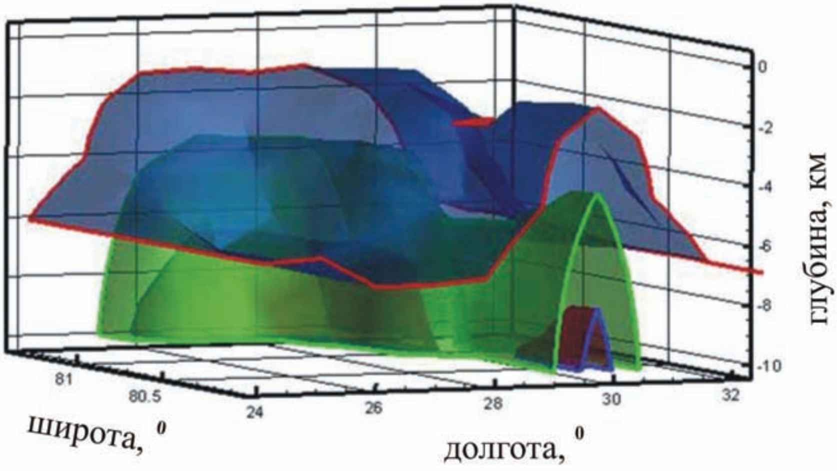


*Рис. 6 (вверху). 2D-температурные профили (˚С) через желоб Орла (Стурё).
Рис. 7 (внизу). 3D-диаграмма: изотермические поверхности (границы) в желобе Орла (Стурё): 140 ˚С – катагенеза, 570 ˚С – точки Кюри, 1200 ˚С – солидуса.*

ской, Северо-Баренцевоморской окраины) и на фоне других относящихся к этой проблеме явлений.

Для анализа этого вопроса особое значение, в совокупности с результатами геотермических исследований, имеют также следующие группы данных.

Во внешней зоне шельфа Баренцева моря, кроме желоба Орла (Стурё), развита система желобов (или трогов), выраженных в рельефе дна. Они ориентированы меридионально, ортогонально к краю шельфа и углубляются (раскрываются) по направлению к континентальному склону. Это хорошо известные желоба Воронина, Святая Анна, Франц-Виктория (напомним о точках с аномально высокими значениями теплового потока в его пределах, о которых говорилось выше), а также менее крупные структуры – желоба Британский канал во внутренней части архипелага Земли Франца Иосифа и Хинлопен в архипелаге Шпицберген. Несмотря на то, что перечисленные желоба давно известны, единодушия в понимании их природы до сих пор не достигнуто: их считают эрозионными (в том числе эрозионно-экзарационными, возникшими за счет выпахивания ледником) или (в последнее время чаще) тектоническими образованиями типа грабенов или рифтов *(Богданов, 2004; Мусатов, 2004; и др.)* (вариант, по (*Мусатов, 1996*): тектоническое происхождение, подчеркнутое эрозионно-экзарационными процссами).

Желоб Орла (Стурё) занимает в этом ряду западное положение, если и не крайнее западное, то близкое к нему. От широких и протяженных желобов, перечисленных выше, он отличается значительно меньшими размерами в плане, и по своим морфологическим характеристикам близок к структурам приблизительно такого же масштаба, наблюдаемым на островах архипелага Шпицберген, или, если говорить точнее, создающим каркас современной тектонической структуры в северной половине о-ва Западный Шпицберген. Имеются в виду, прежде всего, зоны разрывов и грабены субмеридионального простирания на суше и продолжающие их фьорды (с запада на восток: система фьордов Бокк-Фьорд и Вуд-Фьорд, Вейде-Фьорд, а также северная часть пролива Хинлопен, отделяющего о. Западный Шпицберген от о-ва Северо-Восточная Земля). Их продолжение в море, в районе к северу от побережья острова, из-за тяжелых условий мореплавания почти не изучено, но похоже, что они, аналогично желобу Орла (Стурё), выходят в область шельфа и, возможно, континентального склона. На карте мощности осадочного чехла, построенной по магнитным данным *(Лихачев и др., 2003)*, на площади к северу от Шпицбергена, приблизительно до широты 820, т.е. с выходом уже на борт котловины Нансена, просматривается, правда с расплывчатыми очертаниями, меридиональная ориентировка отрицательных структур.

Этого же типа нарушения обнаружены на севере о. Северо-Восточная Земля *(Попов, Маулини, 2008)*. С использованием метода радиолокационного изучения (профилирования) подледного рельефа здесь показано существование узкого трога Рийп-Фьорд, обусловленного разрывами. По заключению авторов, «ледник развивается по разлому, вырабатывая троговую долину»; наличие разлома предполагалось и раньше на основании геологических соображений. Это, по-видимому, еще одна структура (грабен?), стоящая в одном ряду с остальными меридиональными трогами данного сектора Свальбардской континентальной окраины.

Примечательно и то, что отмеченные структуры, будучи расположены ортогонально к северной кромке Баренцевоморского шельфа, ориентированы параллельно по отношению и к континентальному склону к западу от Шпицбергена, и к океаническому хребту Книповича – структурам связанным с раскрытием данного сектора Северной Атлантики. Такой структурный план позволяет предположить геодинамическое единство всей этой системы океанических (хребет Книповича) и континентальных (Шпицберген) структур.

Особое значение для понимания четвертичной и современной тектонической активности, в первую очередь рассматриваемых субмеридиональных грабенов и ограничивающих их систем разрывов, имеют молодые вулканы Шпицбергена. Вулканические аппараты этого возраста сосредоточены в северо-западной части о-ва Шпицберген вблизи заливов Бокк-Фьорд и Вуд-Фьорд.

По данным работы *(Евдокимов, 2000)*, продукты излияний представлены лавами и пирокластикой субщелочных оливиновых базальтов. Изотопный возраст наиболее древних извержений определяется в интервале от 2.7±1 до 2.0±1 млн лет. Самые поздние извержения – совсем недавние: по геологическим данным (вулканогенный материал в морских террасах) они датируются временем не ранее 10 тыс. лет. В работе *(Сироткин, Шарин, 2004)* уточняется время последних двух эпизодов вулканизма в неоплейстоцене – голоцене, второй из которых, в основном в районе вулкана Сверре, датируется средним голоценом.

В этих же районах наблюдается современная гидротермальная деятельность, выраженная двумя группами ныне действующих термальных источников с обнаруженной заметной примесью мантийного гелия (*Гидрогеология ..., 1983*; а также устное сообщение Б.Г. Поляка).

Показательны следующие характерные особенности вулканизма: (а) приуроченность проявлений вулканической и гидротермальной активности к зонам разрывов меридионального простирания; (б) присутствие в вулканическом материале ксенолитов мантийных пород, что служит показателем глубинности и масштабности процессов; (в) направленное изменение состава в сторону возрастания щелочности с юга на север и омоложение в этом же направлении возраста вулканизма, что рассматривается *(Евдокимов, 2000)* как следствие более общего процесса раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна и бассейна Северного Ледовитого океана. Этот вывод подтверждается также указаниями на то, что севернее – на плато Ермак получены аномальные значения теплового потока и есть признаки возможного наличия подводных вулканов. В случае подтверждения этих данных, получится убедительная аналогия с наблюдениями в пределах желоба Орла (Стурё), свидетельствующая о сходных тенденциях развития этих структур.

Интересные в контексте обсуждаемого вопроса данные получены при сравнительном исследовании каменного материала, в основном пород базальтового состава, поднятого при драгировании в океане в осевой зоне и флангах хребта Книпповича, в том числе в ходе одного из упомянутых рейсов НИС «Академик Н.Страхов», и неоген-четвертичных вулканических пород северо-западного Шпицбергена (см. статью А.В. Соболева и Н.М. Сущевской в данном сборнике). В эволюции составов базальтов в неогене-квартере имеются признаки утонения или разрушения континентальной коры, отражающие, как и отмеченные выше данные по тепловому потоку, происходящую ныне деструкцию континентальной коры в краевой части шельфа.

По данным указанных авторов, главным источником неогеновых магм Шпицбергена был расплав, образовавшийся в условиях мощной континентальной литосферы, как результат реакции мантийного перидотита с веществом рециклированной древней океанической и нижней континентальной коры. Но с омоложением возраста (от неогена до современного) в источниках магматизма Шпицбергена, как и хребта Книповича, прослеживается последовательное уменьшение доли пироксенитового («континентального») компонента. Иными словами, наблюдается смещение состава магматических пород Шпицбергена из поля пироксенитовой мантии в случае неогеновых пород, в сторону поля океанической мантии (MORB, фланги и осевая зона хр. Книпповича) для четвертичных пород, что, в частности, наглядно видно на диаграмме составов оливина (см. рис. 6 из статьи А.В. Соболева и Н.М. Сущевской). Конечная, на сегодняшний день, стадия этого процесса представлена четвертичными щелочными базальтами Шпицбергена. Эта тенденция объясняется утонением или разрушением континентальной коры (литосферы).

Таким образом, система упомянутых структур – желобов, или трогов, обладает рядом общих черт. Не все они в полном наборе установлены в каждой конкретной структуре. Но, суммируя данные по совокупности структур, можно воссоздать обобщающую модель их строения, в достаточно полной степени обладающую признаками структур рифтового типа (морфология желобов; структура грабенов на суше; четвертичный, вплоть до голоцена вулканизм и современные термальные проявления; активная – «живая» современная тектоника) – признаками, отражающими процесс современной деструкции континентальной коры. Надо заметить, что это с большей или меньшей убежденностью предполагалось и ранее, но для доказательства не хватало решающих аргументов. Обнаружение аномально высокого теплового потока в желобе Орла (Стурё) сыграло роль такого решающего аргумента.

Вывод о связи формирования грабенов и всего описанного комплекса тектонических и магматических явлений с событиями плиоцен-четвертичного времени вписывается в представления о геологической истории рассматриваемой области, но также и дополняет её.

Неотектоника, четвертичная тектоника, современная тектоническая активность Баренцевоморского шельфа и его внешней зоны, интересующей нас в первую очередь, рассмотрены в многочисленных работах *(Гусев и др., 2003; Дибнер, 1978; Крапивнер, 2007; Мусатов 1989, 1990, 1996, 2004; Шипилов и др., 2003, 2006)*; количество ссылок можно было бы многократно увеличить.

В развитии области отчетливо выделяется новейшая эпоха (неоген – квартер), предварявшаяся сильной эрозией более древних образований. Комплекс отложений неогена – квартера с угловым несогласием и глубоким размывом залегает на эродированной поверхности донеогеновых пород *(Мусатов, 1990)*. Неоген или время, непосредственно ему предшествовавшее, ознаменовалось значительными тектоническими событиями в региональном и более общем масштабах.

С этим временем связано оформление общего геоморфологического облика территории, включая образование сводово-купольных, по Е.Е. Мусатову, поднятий архипелагов, являющихся реликтами донеогеновой поверхности.

К их числу относятся интенсивные дислокации, давно выявленные в западной части Шпицбергена. Для объяснения геодинамических условий их образования рассматривались различные схемы, но в большинстве из них эти дислокации связываются с процессами океанообразования или взаимодействия Гренландского и Свальбардского континентальных массивов.

О высокой интенсивности тектогенеза этого времени, затронувшего кору Шпицбергена, свидетельствует также постседиментационный метаморфизм палеогеновых каменных углей Западного Шпицбергена, для которых, по данным Ю.Я. Лившица, характерна «исключительно высокая степень их уплотненности и значительная (иногда почти до паровично-жирных) степень метаморфизма» (*Лившиц, 1973*, стр. 80). По этому признаку угленосные отложения Шпицбергена отличаются от одновозрастных (также угленосных) отложений смежных арктических территорий – Канадского архипелага, Новосибирских о-вов и прилегающих частей арктического побережья России и даже Гренландии, где они подверглись интенсивному контактному метаморфизму. К данным, приведенным Ю.Я. Лившицем, добавим, что всё это является признаком интенсивного прогрева коры в послепалеогеновое время.

Вместе с тем, в истории новейшей эпохи обособляется последний по времени этап, приблизительно соответствующий четвертичному периоду с особым тектоническим режимом и тектоническим планом (о точных возрастных рамках этого этапа судить трудно: иногда их расширяют до плиоцена – квартера, иногда сужают до позднего плейстоцена – голоцена). С ним, судя по всему, и связано образование системы описываемых грабенов.

Покров четвертичных осадков в разных частях Баренцевоморского шельфа представлен разными по возрасту горизонтами. В окрестностях Шпицбергена, например, он начинается с отложений эоплейстоцена *(Гусев и др., 2003)*. Но в целом и здесь, и на остальной территории он практически повсеместно отделен от нижележащих отложений эрозионной поверхностью. Не менее, по-видимому, значительная, регионально выраженная и, вместе с тем, наиболее молодая эрозионная граница находится в основании толщи осадков среднего плейстоцена – голоцена.

Получен ряд данных, свидетельствующих об активном тектогенезе плиоцена и четвертичного периода, вплоть до современной эпохи, выразившемся в воздымании территории Баренцевоморского шельфа (и островной суши), сильном размыве и перестройке тектонического плана. Не претендуя на полноту, укажем некоторые из них.

Факт значительной эрозии подтверждается результатами изучения голоценовых донных осадков, поднятых в ряде пунктов (на севере Британского канала – колонка AF-0704 и в желобе Воронина – колонки AF-0708, AF-0716) во время экспедиции НЭС «Академик Федоров» в 2007 г. *(Деревянко, Гусев, 2009)*. В них, в отложениях голоцена, обнаружены богатые спектры переотложенных спор пыльцы эоцена и неогена. Эти данные указывают на существование морского осадконакопления на Баренцевоморском шельфе в палеогене и неогене и их последующий, вплоть до полного уничтожения, размыв во внешней зоне Арктического шельфа России.

Данный вывод согласуются с издавна известными данными по Шпицбергену, свидетельствующими об активизации восходящих дифференцированных поднятий, начавшихся в плиоцене (в миоцене еще существовал седиментационный бассейн) и их резком усилении (увеличении скорости воздымания) в голоцене *(Семовский, 1967)*. Наблюдения разных лет, включая результаты недавних маршрутных исследований в нескольких районах Шпицбергена *(Зыков, Балуев, 2008)*, да и просто сам факт наличия на Шпицбергене расчлененного альпийского рельефа, с очевидностью показывают, что активная тектоника, с морфологическими особенностями блоковой тектоники, свойственна архипелагу вплоть до сегодняшнего дня.

Интересные данные получены по более южной (центральной) части Баренцевоморского шельфа *(Крапивнер, 2007)*. Даже в этом, тектонически не самом активном районе шельфа, по геолого-геоморфологическим данным устанавливаются тектонические нарушения с заметными амплитудами смещения. В частности, система нарушений субмеридионального простирания (аналогичного простиранию грабенов – желобов) выявлена в области южного продолжения желоба Франц-Виктория. Но особенно примечательно, что «наиболее молодые элементы донного рельефа... отчетливо наложены на мезозойские структуры, унаследованные на предыдущем этапе неотектонической активизации». Это указывает «на самостоятельность самой молодой её фазы, начавшейся, вероятно, 22–25 тыс. лет назад» (стр. 87). Датирование этих особенно активных событий поздним плейстоценом – голоценом согласуется с остальным комплексом данных.

По данным *(Мусатов, 1990)*, расчленение северного континентального склона Баренцевоморского шельфа субмеридиональными грабенами (желобами), отражающее общую перестройку тектонического плана, произошло перед плейстоценом. По заключению этого же автора *(Мусатов, 1996)*, возраст осадков в желобах на шельфе не древнее четвертичного.

Заключение

В результате выполненных исследований можно, думается, считать закрытым вопрос о природе Баренцевоморской и Свальбардской системы желобов. Материалы по желобу Орла (Стурё) в принципе характеризуют и остальные структуры этого типа. Хотя и с одной существенной оговоркой. Если для западного ряда рассматриваемых структур – желоба Орла (Стурё) и грабенов-фьордов Шпицбергена активность в настоящее время очевидна, то этого нельзя утверждать для восточных желобов – желоба Франц-Виктория и остальных (хотя отмеченные выше признаки повышенного теплового потока в желобе Франц-Виктория, возможно, могут рассматриваться как свидетельство его современной активности). Их тектоническое происхождение и связь с неотектоническими процессами деструкции коры краевых участков шельфа Баренцевого моря весьма вероятны, но главный период их развития, возможно, приходится на немного более раннее время или, напротив, только еще начинается. Заглядывать в будущее – задача неблагодарная, и нельзя исключить также и того, что их формирование (иными словами, процесс деструкции коры) на этой стадии завершится. В любом случае рассматриваемые структуры надо рассматривать как рифты (грабены) единой системы, но находящиеся на разных стадиях формирования. Все они морфологически выражены и служат каналами для эрозионной деятельности и транспортировки осадочного материала.

Для выбора правильного варианта необходимы дополнительные, в первую очередь геотермические, наблюдения в желобах, очень важно получить более полные данные по желобу Франц-Виктория и районам к северу от Шпицбергена.

Авторы не ставили перед собой задачу предложить, с учетом изложенного материала, сколько-нибудь завершенную схему кинематики и динамики для рассматриваемой территории. Да, в настоящее время это сделать было бы трудно. Кинематическая и геодинамическая ситуация плиоцена и квартера во внешней зоне Баренцевоморского шельфа – в районе Шпицбергена и на остальной территории к востоку от него требует дальнейшего изучения. В реконструкциях необходимо найти место комплексу разнообразных структур на суше (Шпицберген и другие острова) и в акватории, таких как грабены (свидетельствующие о растяжении), нарушения сдвигового характера (входящие в систему Шпицбергенско-Северогренландской зоны сдвига, которой, вероятно, обусловлено формирование хр. Книповича, и другие), возможно, структуры сжатия. При этом, для корректных построений, структурные формы и нарушения требуется «рассортировать» по возрасту, поскольку даже на протяжении неогена – квартера геодинамические условия сильно менялись, и суммарная, осредненная картина, скорее всего, не отражает реальную обстановку отдельных этапов. Всего этого пока с необходимой убедительностью не сделано, хотя имеются интересные и важные фрагменты картины, обеспечивающие приближение к истине. Однако для создания завершенных моделей данных в настоящее время не хватает.

Относительно геодинамической обстановки описанного интервала времени, существует мнение *(Крапивнер, 2007; Шипилов и др., 2006)*, согласно которому «Баренцевоморская континентальная окраина находится под воздействием двух взаимно перпендикулярных спрединговых хребтов – Книповича и Гаккеля». Наверно, в самой общей форме и для кайнозойской истории в целом это справедливо. Однако на поздних этапах этой истории (какая-то часть миоцена и квартер или, с полной очевидностью, плиоцен – квартер) и в отношении рассматриваемой группы структур и связанного с ними магматизма влияние хребта Гаккеля, скорее всего, минимально. Первую скрипку, очевидно, играют процессы, вызвавшие формирование хребта Книповича и связанных с ним структур в океанической и континентальной литосфере.

Так что вопросы приходится решать в основном в общем виде. Например, ограничиваться констатацией признаков высокой тектонической активности, свидетельствующих в целом о деструкции континентальной коры, вовлеченности ее краевых частей в единый процесс с процессами, происходящими в океане (что само по себе, конечно, важно), оставляя более детальную расшифровку на потом.

И последнее. В данном случае мы имеем дело с особым типом континентальных окраин – типом, который, кажется, не встречается, во всяком случае в таком ярком проявлении, в других местах Мирового океана. По мнению некоторых авторов, высокая интенсивность тектонических процессов сближает Западно-Арктическую окраину с активными окраинами. Так, по словам из работы *(Федоров, Мустов, 1992):* «широкое развитие субокеанических впадин и желобов, борта которых сейсмичны, голоценовый вулканизм на краевых архипелагах и наличие пояса приокеанических поднятий дают основания предполагать переходный от пассивного к активному тип материковой окраины в Западной Арктике» (стр. 52). Это, конечно, преувеличение: определяющих признаков активной окраины, также как перехода к ней, здесь нет. Но акцент на перечисленных особенностях поставлен не без оснований: данный тип (или данный участок) пассивной окраины действительно отличается повышенной активностью тектонических процессов.

Список литературы

Батурин Д.Г. Эволюция северной части Баренцева моря в области сочленения с Евразийским океаническим бассейном // Океанология. 1987. Т.27. Вып. 3. С. 418–424.

Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. №3. С. 13-30.

Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О., Мандриков В.С., Хлюпин Н.И. Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геол.-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология. Т. 203. СПб. 2004. С. 169–175.

Верба М.Л. Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. СПб: Наука. 2008. 191 с.

Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген. Л:. Изд-во ПГО «Севморгеология». 1983. 82 с.

Гусев Е.А., Рекант П.В., Мусатов Е.Е., Шкарубо С.И. Сейсмостратиграфическая основа расчленения четвертичного чехла Шпицбергенского шельфа // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты. 2003. Вып. 3. С. 85–91.

Деревянко Л.Г., Гусев Е.А. Переотложенные споры и пыльца в голоценовых осадках внешней части Арктического шельфа России // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Новосибирск: Изд. СО РАН. 2009. С. 185–188.

Дибнер В.Д. Морфоструктура шельфа Баренцева моря. Тр. НИИГА. 1978. Т. 185. 211 с.

Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. С.-Пб.: ВНИИОкеанология. 2000. 123 с.

Зыков Д.С., Балуев А.С. Характер и причины проявления неотектонических деформаций в северо-западной части Баренцевоморской плиты (Свальбардский архипелаг) // Бюлл. Моск. общества испытателей природы. Отдел. Геол. 2008. Т. 83. Вып. 6. С. 20–26.

Крапивнер Р.Б. Признаки неотектонической активизации Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.

Ласточкин А.Н., Мусатов Е.Е., Мусатов Ю.Е., Нарышкин Г.Д., Федоров Б.Г. Морфоструктура и переходные зоны Арктического океана // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. М.: Наука. 1992. С. 79–83.

Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы) // Автореф. докт. дисс. М.: МГУ. 2005. 42 с.

Лившиц Ю.Я. Палеогеновые отложения и платформенная структура Шпицбергена. Тр. НИИ геологии Арктики. Т. 174. Ленинград: Недра. 1973. 160 с.

Лихачев А.А., Глебовский В.Ю., Брекке Х., Инген О., Фалейде Я.И. Оценка мощности осадочного чехла в котловине Нансена по магнитометрическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Сб. научных трудов. Вып. 5. СПб. 2004. С. 98–110.

Лукина Н.В., Патык-Кара Н.Г. Неотектонические структуры и активные разломы Арктического шельфа России // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС. 2002. С. 271–280.

Методические и экспериментальные основы геотермии. М.: Наука. 1983. С. 181–185.

Митяев М.В., Хасанкиев В.Б., Голубев В.А. Желоба Баренцева моря – современные каналы транспортировки или ловушки осадочного вещества? // Арктика и Антарктика. Вып.5 (39). М.: Наука. 2007. С. 72–79.

Мусатов Е.Е. Развитие рельефа Баренцево-Карского шельфа в кайнозое // Геоморфология. 1989. № 3. С. 76–84.

Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.

Мусатов Е.Е. Геоморфология северной окраины Баренцевоморского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // 1996. С. 72–77.

Мусатов Е.Е. Распространение кайнозойского чехла на Баренцевоморском шельфе между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Океанология. 1996. Т. 36. № 3. С. 444–450.

Мусатов Е.Е. Неотектоническая структура // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 1. Арктические моря. С-Пб.: ВСЕГЕИ. 2004. С. 26–31.

Попов С.В., Маулини Р.Л. Исследование подледно-подводного рельефа северной части о. Северо-Восточная Земля (архипелаг Шпицберген) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Мат. конференции. М.: ГЕОС. 2008. С. 315–318.

Семовский Д.В. Неотектоника архипелага Шпицберген // Мат. по стратиграфии Шпицбергена. Ленинград: Изд. НИИГА. 1967. С. 225–238.

Сироткин А.Н., Шарин В.В. Соотношение четвертичного вулканизма с процессами морского и ледникового осадконакопления в районе Вуд-Форда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып.4. Апатиты. 2006. С. 147–151.

Федоров Б.Г., Мусатов Е.Е. Морфодинамический поток в переходных зонах // Геоморфология зон перехода от континентов к океанам. М.: Наука. 1992. С. 50-52.

Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–73.

Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 1–7.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна // Геотектоника. 2003. №3. С. 79–96.

Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты. 1992. 114 с.

Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Апатиты. 2003. Вып. 3. С.41–58.

Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407. 3 №. 378–383.

Bjorlykke K., Bue B., Elverhoi A. Quarternary sediments in the northwestern part of the Barents Sea and their relation to the underlying Mesozoic bedrock // Sedimentology. V. 25. N 2. Pp. 227–246.

Orli Trough – a pattern of modern geodynamics of outer Barents Sea shelf

Yu.G. Leonov, M.D. Khutorskoy

Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia

Abstract

Heat flow measurements data in the northern part of Svalbard plate near Franz-Josef Land (FJL) and Spizbergen are discussedd. Measurements were carried out by new updating geothermal probe «GEOS-M». Seven heat flow measurements on «FJL» and twenty - on «Spizbergen» are received. On first of them heat flow variation from 30 up to 85 mW/m^2 are connected both with trough valley Franz-Victoria tectonic activization and probably with structural and thermal conductivity heterogenesis inside sedimentary cover. Abnormal heat flow values (from 120 up to 519 mW/m^2), measured in trough Orly (to the eastern of Spizbergen North-East Land), in combination with other geological data, testify to rift zone development which destroyed a continental crust. Researches were sponsored of the Norwegian oil Management, RAS Presidium, RAS Earth sciences departament and the Russian Basic Research Foundation.

Роль мантийных неоднородностей в образовании кайнозойского магматизма хребта Книповича и архипелага Шпицберген

А.В. Соболев, Н.М. Сущевская

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, РАН, Москва, Россия.

Аннотация

На основе определения элементного состава и содержаний изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах и концентраций главных и примесных элементов во вкрапленниках оливина впервые получены данные об эволюции состава мантийных источников магм сопряженных структур Северного Ледовитого океана (о. Шпицберген, хребет Книповича) за последние 20 млн. лет. Установлено, что главным источником неогеновых магм о. Шпицберген был безоливиновый пироксенит с повышенным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ и пониженным отношением $^{143}Nd/^{144}Nd$, который вероятно, возник в результате реакции вещества рециклированной древней океанической коры и нижней континентальной коры с мантийным перидотитом. Из-за своей легкоплавкости этот пироксенит мог послужить источником значительного объема магм под мощной континентальной литосферой и вызвать ее раскол. С омоложением возраста (от неогена до современного) в источниках магматизма Шпицбергена и хребта Книповича прослеживается последовательное уменьшение доли пироксенитового компонента за счет повышения доли перидотита с параллельным закономерным изменением изотопного состава Sr и Nd. Эту тенденцию можно объяснить утонением (обрушением) континентальной литосферы, вызвавшим декомпрессионное плавление тугоплавкого перидотита.

1. Введение

Принципиальным вопросом геодинамических построений является роль легкоплавких мантийных неоднородностей, связанных с вовлечением в мантию материала океанической или континентальной коры *(Hofmann, White, 1982; Tuff et al, 2005; Sobolev et al, 2005, 2007)*. Присутствие таких неоднородностей в мантии приводит к образованию значительных объемов магм в условиях когда «нормальная» перидотитовая мантия не претерпевает существенного плавления *(Pertermann, Hirschmann, 2003; Sobolev et al., 2007)*. Важнейшими геодинамическими следствиями этого процесса может стать раскол континентальных плит и образование океанической коры или (и) возникновение больших магматических провинций на континентальных или океанических плитах *(Tuff et al, 2005; Sobolev et al, 2007, Соболев и др, 2009)*. Образование океанической коры Арктического бассейна напрямую сопряжено с расколом континентальной литосферы *(Ritzmann, Jokat, 2003; Scogseid et al., 2000)* и поэтому может быть связано с плавлением мантийных неоднородностей. Анализу этой возможности и посвящена данная работа.

Долговременная цель наших исследований состоит в разработке геодинамической модели формирования современной океанической коры Арктического бассейна на основе определения состава, условий образования и эволюции родоначальных магм и мантийных источников базальтов срединно-океанических хребтов Ледовитого океана и сопряженных структур на континенте. Настоящая статья представляет результаты первого этапа этого исследования, полученные на основе изучения магматических пород хребта Книповича, а также четвертичных и неогеновых базальтов о. Шпицберген.

2. Методология исследования

Результаты изучения магматизма базальтов хребта Книповича стали частью крупного международного исследования мантийного магматизма под руководством российских ученых *(Sobolev et al, 2007)*, в котором приняли участие ученые из 20 институтов (университетов) 10 стран (Россия, Германия, США, Франция, Англия, Нидерланды, Австралия, Тайвань, Исландия, Эритрея). Главным достижением работы явилось доказательство повсеместного и значительного участия корового материала в мантийных источниках базальтов срединно-океанических хребтов, мантийных струй и больших магматических провинций (БМП). Этот результат установлен на основе беспрецедентно точного анализа примесных и главных элементов (Ni, Mn, Ca, Cr, Co, Fe, Mg) в 17000 вкрапленниках оливина из 230 образцов, представляющих главные геодинамические обстановки проявления внутриплитового магматизма и магматизма срединно-океанических хребтов.

Примененный метод основан на определении роли в мантии безоливинового пироксенита (далее реакционный пироксенит), образованного в результате реакции андезитовых выплавок эклогитизированного вещества океанической коры и мантийного перидотита *(Sobolev et al., 2005, 2007; Yaxley, Green, 1998; Yaxley, Sobolev, 2007)*. Экспериментальные данные плавления пироксенита при давлениях 2-4 ГПа *(Pertermann, Hirschmann, 2003; Sobolev et al., 2007)* показывают, что реакционный пироксенит по сравнению с перидотитом характеризуется повышенной легкоплавкостью и значительным обогащением выплавок Ni относительно Mg, а также их обеднением Mn относительно Fe (рис. 1). Из этого следует, что составы вкрапленников оливина, кристаллизующиеся из продуктов плавления пироксенитов при малых давлениях будут отличаться от равных по магнезиальности вкрапленников оливина продуктов плавления перидотитов повышенным содержанием Ni и пониженной концентрацией Mn. Этот результат находится в полном соответствии с теоретическими предположениями *(Humayun et al., 2004; Sobolev et al., 2005, 2007)*, основанными на анализе различий коэффициентов распределения между расплавом и безоливиновым (реакционный пироксенит) и богатым оливином (перидотит) кристаллическим остатком. Полученные экспериментальные данные и их моделирование на основе известных алгоритмов равновесия оливин-расплав *(Beattie, 1993; Herzberg, O'Hara, 2002; Kinzler et al., 1990)* позволили количественно определить зависимость доли расплава реакционного пироксенита в смеси с продуктами плавления перидотита от Mn/Fe и Ni/(Mg/Fe) равновесного оливина *(Sobolev et al., 2008)*. Эти зависимости далее применены к новым данным о составе оливина исследованных базальтов.

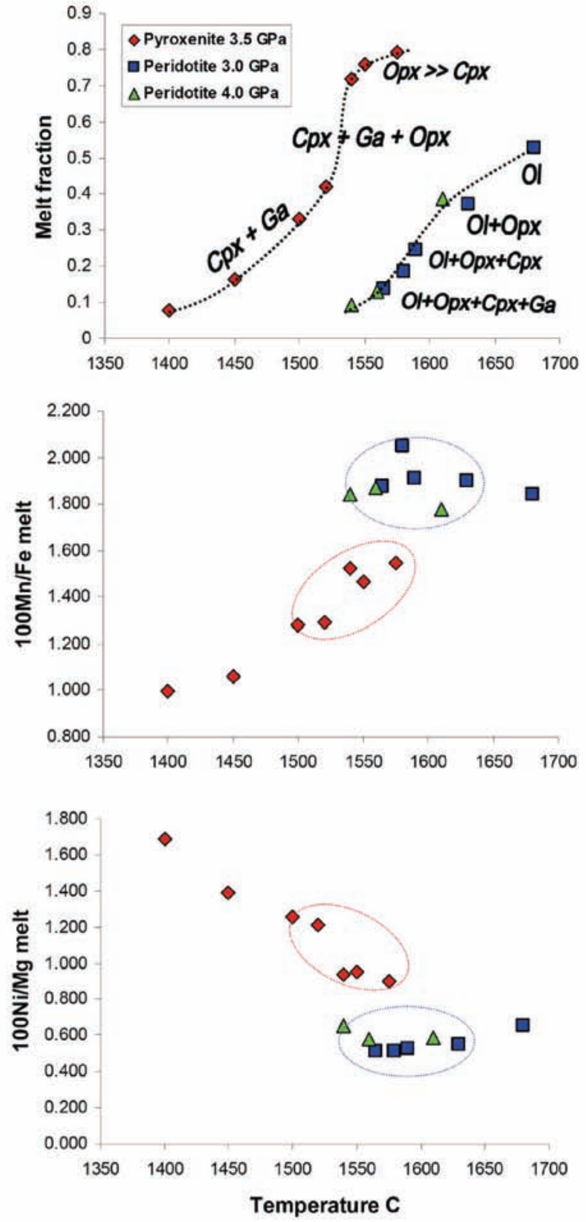


Рис. 1. Степень плавления и состав экспериментальных расплавов пироксенита и перидотита в зависимости от температуры (Sobolev et al., 2007). Кристаллические фазы сосуществующие с расплавом: Ol – оливин; Opx – ортопироксен; Cpx – клинопироксен; Ga – гранат. Голубыми и красными эллипсами оконтурены составы, которые усреднялись для определения граничных компонентов- частичного расплава перидотита и пироксенита соответственно.

3. Состав продуктов магматизма хребта Книповича и о. Шпицберген

3.1 Объекты исследования

Исследованы сопряженные объекты: базальты хребта Книповича и о. Шпицберген (рис. 2, 3). Перемещение оси спрединга хребта Книповича и последующий раздвиг совпадает по времени с проявлением магматической активности в пределах архипелага Свальбард (около 20 млн. лет назад (*Prestvik., 1977*)). Этот магматизм проявился в виде покровных базальтов (рис. 2). Процесс магматической активизации продолжался вплоть до 10 млн. лет назад. В четвертичное время, около 1 млн. лет назад, этот процесс привел к формированию трех щелочных вулканов, расположенных на северном окончании Брейбогенского разлома *(Prestvik., 1977)*. Само формирование Норвежско-Гренландского бассейна происходило циклично со сменой этапов тектонической и магматической активности на продолжительные периоды покоя, что отражается и в аномальном геологическом строении *(Czuba et al., 2004)*. Можно предположить, что спрединговая активность в Норвежско-Гренландском бассейне могла стимулировать магматическую активность и в пределах континентальной окраины архипелага Свальбард *(Crane et al.,1991)*.

3.2 Базальты хребта Книповича

В 2006 г. в ходе 24-го рейса НИС «Академик Страхов» было проведено опробование бортов рифтовой долины и небольших вулканических построек в районе 77°54’–77°24’ с.ш. Также впервые успешно драгированы фланговые структуры северной части хребта Книповича (рис. 3). Свежие базальты представлены афировыми разностями с редкими фенокристами оливина, содержание которых колеблется от 0,1 до 3–5%. Присутствие лишь оливина в стеклах свидетельствует о примитивности расплава. Ранее поднятые базальты в рифтовой долине хребта Книповича также содержали оливин в свежих стеклах и относились к типу родоначальных расплавов, генерирующихся на небольших глубинах, с более низкой степенью плавления по сравнению с большинством океанических хребтов (тип Na–TOP). Подобные толеиты типичны для хребтов со сверхмедленным спердингом *(Michael, P.J. et al., 2003; Dick et al., 2003)* и отличаются пониженным содержаниям Fe и повышенным Na и Si в родоначальных расплавах *(Сущевская и др., 2005)*.

3.3 Базальты о. Шпицберген

Исследованы толеитовые базальты неогеновых покровов о.Шпицберген из коллекции Кораго А.Е., собранной в ходе полярной экспедиции 2003 г. *(Сущевская и др., 2009)* и щелочные четвертичные базальты о. Шпицберген *(Сущевская и др, 2008)*. По сравнению с толеитовыми стеклами хр. Книповича, неогеновые базальты о. Шпицберген существенно обогащены Mg, Fe, Ti, K , Na и обеднены Ca, Al (рис. 4).

По содержанию несовместимых примесных литофильных элементов неогеновые базальты о. Шпицберген существенно отличаются от базальтов хребта

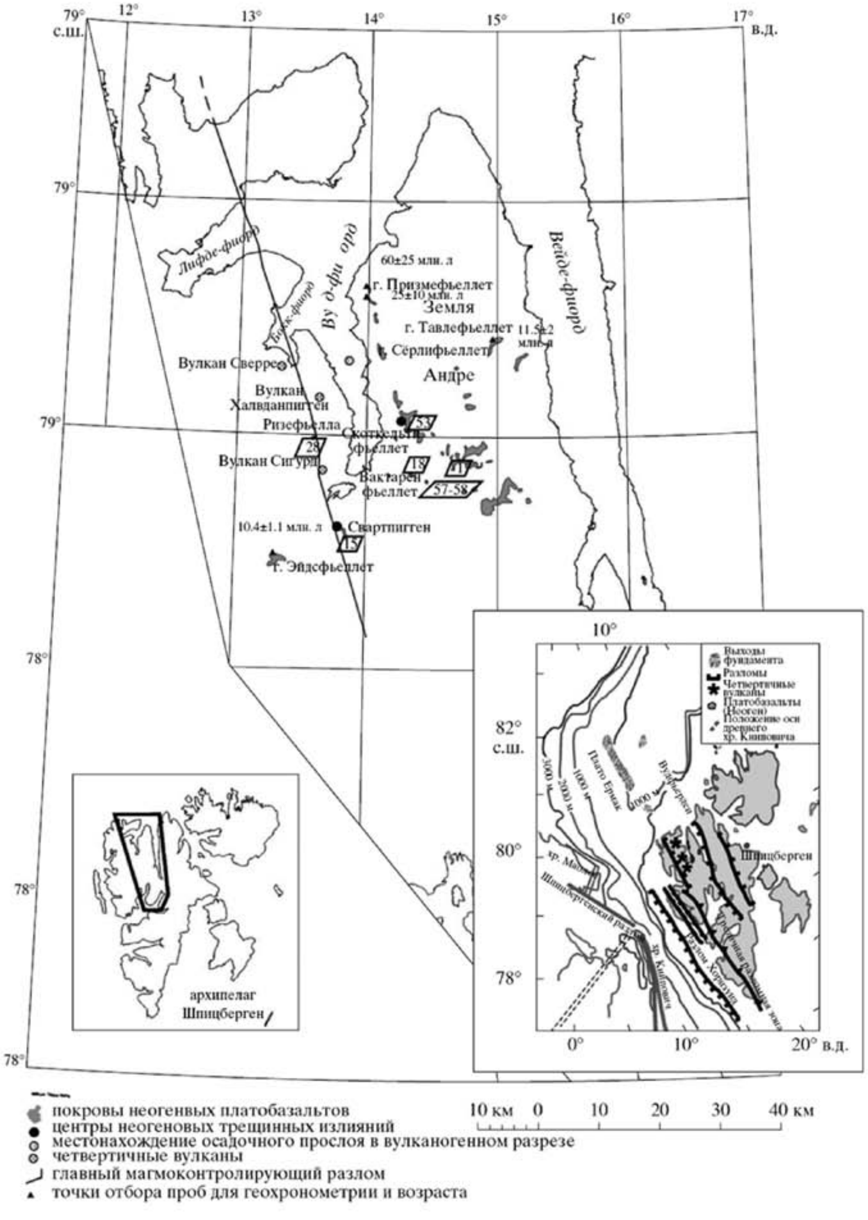


Рис. 2. Схема обнажений покровов и места опробования неогеновых платобазальтов на острове Шпицберген по (Сущевская и др., 2009). На врезке справа показано современное положение Шпицбергена относительно спрединговых зон.

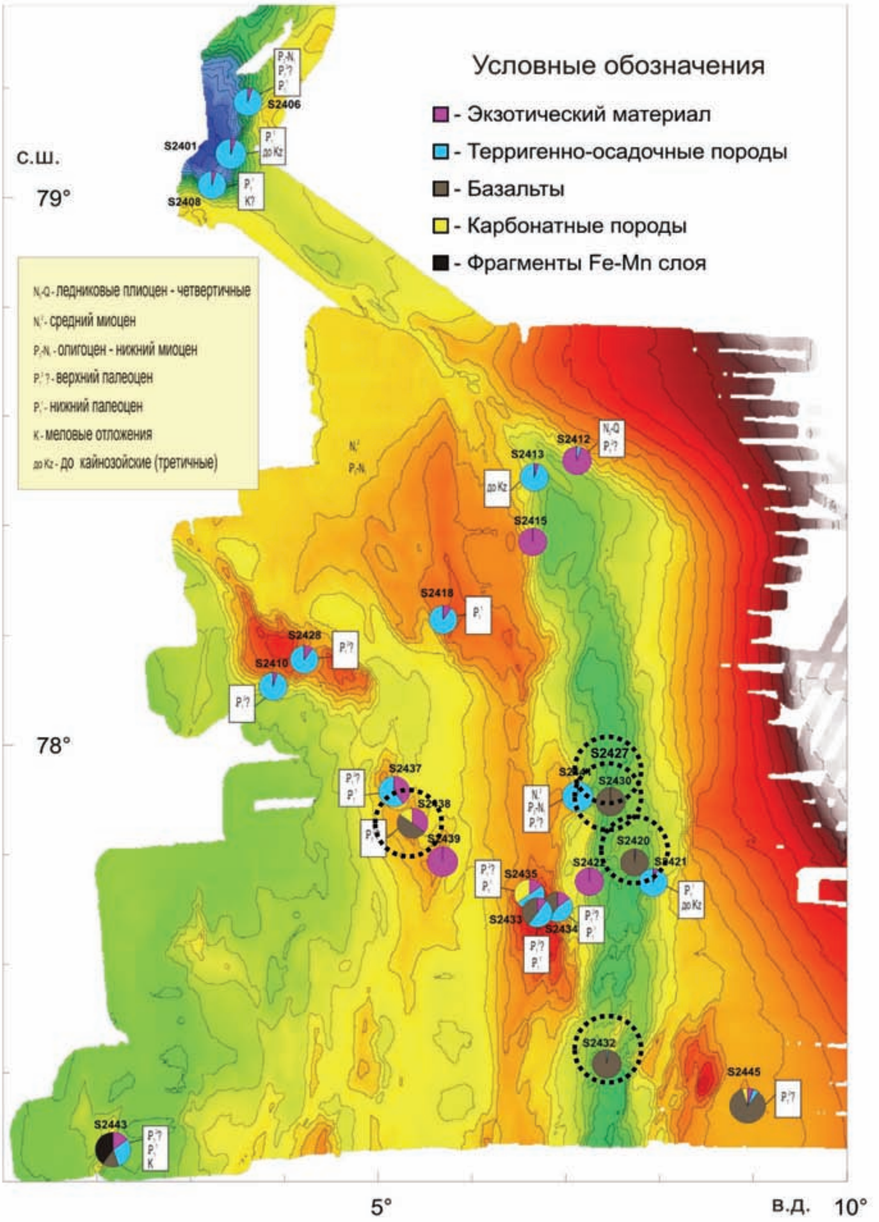


Рис. 3. Карта распространения пород, драгированных в ходе 24 рейса НИС «Академик Николай Страхов». Составлена А.А. Пейве на рельефе, полученном Добролюбовой К.О., Абрамовой А.С., Зарайской Ю.А., Барамыковым Ю.Е. и Пономаревым А.С. в результате обработки данных многолучевого эхолота Seabat 8150. Черным пунктиром оконтурены детально исследованные базальты.

Книповича значительным обеднением тяжелыми редкими землями и существенным обогащением Zr, Hf, Pb и, особенно, U (рис. 5). Четвертичные щелочные базальты о. Шпицберген, кроме того, отличаются повышенным содержанием всех наиболее несовместимых примесных элементов (рис. 5).

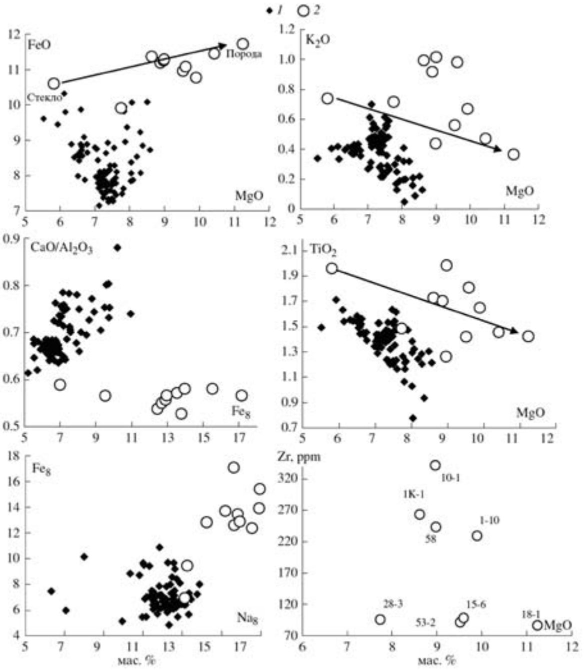
3.4 Состав оливина

Определение состава вкрапленников оливина из базальтов хребта Книповича и Шпицбергена производилось методом электронно-зондового рентгеноспектрального микроанализа на микроанализаторе JXA-8200 (Jeol) в Институте Химии им. Макса Планка. Исследования проводились по специально разработанной методике высокоточного анализа с погрешностями определения примесных элементов (Ni, Ca, Co, Cr, Mn, Al), не превышавшими 20 г/т *(Sobolev et al, 2007).*

В общей сложности проанализировано более 240 зерен оливина из 10 представительных образцов базальтов хребтов Книповича, 630 зерен оливина из 5 образцов четвертичных базальтов о. Шпицберген и 160 зерен оливина из 4 образцов четвертичных базальтов о. Шпицберген. Поскольку четвертичные базальты о. Шпицберген содержат оливин из дезинтегрированных мантийных ксенолитов *(Сущевская и др, 2008)*, вкрапленники оливина этих пород выявлялись по содержанию CaO более 0,10 вес%. Средние анализы оливина представлены в табл. 1.

На рис. 6 представлены полученные данные в сравнении с составами оливинов типичных базальтов срединно-океанических хребтов (БСОХ) и внутриплитовых базальтов, образованных под литосферой повышенной мощности (более 70 км). На том же рисунке показаны составы оливина, равновесного с продуктами частичного плавления перидотита и составы вкрапленников оливина Гудчихинской свиты (Норильский район) сибирских траппов. Как показано в работах *(Sobolev et al, 2007; Соболев и др., 2009)* две последние группы представляют составы чистых предельных компонентов-продуктов плавления перидотита и реакционного пироксенита соответственно. Оливины осевых базальтов хр. Книповича образуют компактную группу с небольшим обогащением Ni и обеднением Mn по сравнению с типичными БСОХ и продуктами плавления мантийных перидотитов. По составу оливин базальтов из флангов хр. Книповича (образец S2438-1) уже значительно обогащен Ni и обеднен Mn при том же содержании форстеритового компонента. В этом отношении он перекрывается с составами оливина четвертичных базальтов о. Шпицберген и уже находится в поле составов оливина внутриплитовых базальтов, имеющих значительный компонент неперидотитовых (пироксенитовых) расплавов *(Sobolev et al., 2007).* Оливин неогеновых базальтов о. Шпицберген еще более обогащен Ni и обеднен Mn (при том же значении Fo) и уже близок по составу к оливину сибирских траппов и продуктов плавления чистого пироксенита.

Оливин с высоким содержанием никеля и низким отношением марганца к железу не мог образоваться из продуктов плавления типичных мантийных перидотитов из-за значительного перераспределения Ni (относительно Mg) и Fe (относительно Mn) в богатый оливином рестит *(Sobolev et al, 2005, 2007).* Как показано в этих работах обогащенные Ni (относительно Mg) и Fe (относительно Mn) оливины свидетельствуют о безоливиновом гибридном источнике, образованном в результате реакции мантийного перидотита и рецикли-



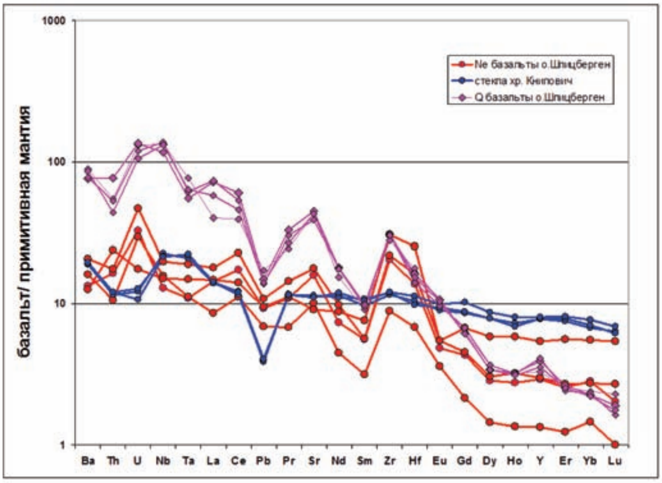


Рис. 4 (сверху). Содержание главных компонентов в базальтовых стеклах хребта Книповича (1) и неогеновых базальтах о-ва Шпицберген (2) по (Сущевская и др., 2009). Стрелкой соединены составы породы и стекла образца базальта 18-2. Цифрами на рис Zr-MgO показаны номера образцов.
Рис. 5 (снизу). Содержания несовместимых литофильных примесных элементов базальтовых стекол хр. Книповича и базальтов о. Шпицберген нормированные к составу примитивной мантии (Сущевская и др., 2009).

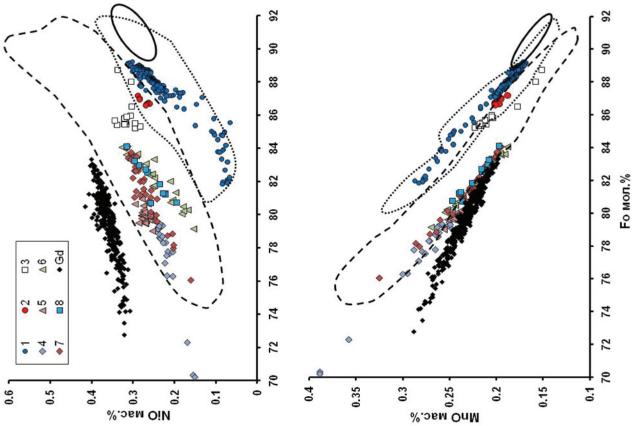


Рис. 6.

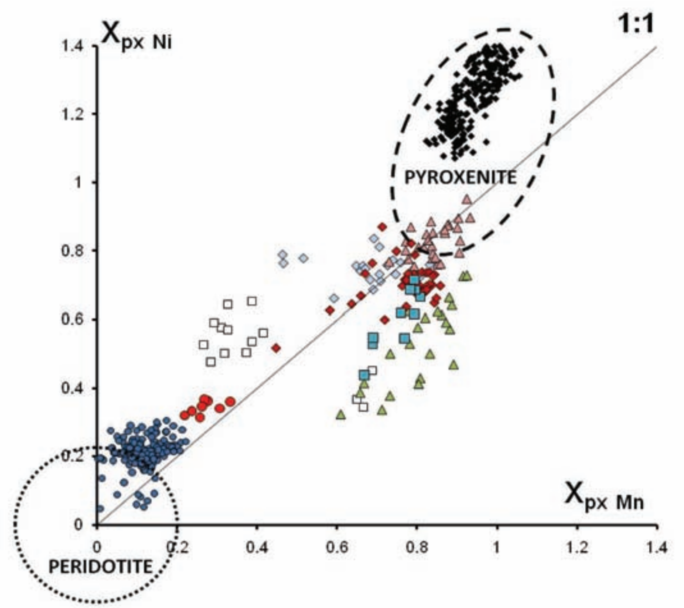


Рис. 7.

Рис. 6. Состав вкрапленников оливина изученных базальтов. 1 – оливин осевых базальтов хребта Книповича; 2- оливин флангового базальта S2438 хребта Книповича; 3- оливин четвертичных базальтов о. Шпицберген; 4-8 – оливин неогеновых базальтов о.Шпицберген из образцов 1-10 (4), 18-7 (5), 28-3 (6), 53-2 (7), 57-11 (8);Gd- оливин траппов Гудчихинской свиты, норильского района (Соболев и др., 2009). Сплошной линией оконтурено поле составов оливинов, равновесных с перидотитовым веществом. Точечной линией показано поле составов большинства вкрапленников оливина из базальтов срединно-океанических хребтов. Пунктирной линией отмечено поле вкрапленников оливина внутриплитных магм, образованных под мощной литосферой (более 70 км). Все поля составов показаны по данным (Sobolev et al., 2007).

Рис. 7. Содержания пироксенитового компонента (Xpx) в исследованных расплавах в долях от единицы, рассчитанные независимо по избытку Ni и недостатку Mn в составах оливина (Sobolev et al., 2007, 2008). Полями оконтурены составы чистых компонентов. Остальные обозначения см. рис. 6.

Таблица 1. Средние составы оливина исследованных образцов.

Объект		Состав масс%												Доля пироксенита		RSD%			
ТИП	Образец	Fo	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	CoO	Cr_2O_3	Сумма	X_{pxMn}	X_{pxNi}	n	Fo	X_{pxMn}	X_{pxNi}
KR-ax	22-23	87.42	40.16	0.008	0.041	12.12	0.197	47.24	0.255	0.222	0.020	0.043	100.31	0.12	0.16	17	0.07	0.2	1.7
KR-ax	22-40	87.56	40.31	0.008	0.040	12.03	0.195	47.52	0.254	0.226	0.020	0.042	100.65	0.12	0.17	31	0.04	0.1	1.8
KR-ax	S2420-1	88.60	40.37	0.006	0.039	11.02	0.178	48.06	0.251	0.275	0.018	0.051	100.27	0.13	0.23	25	0.05	0.2	0.8
KR-ax	S2420-2	88.68	40.49	0.008	0.037	10.96	0.179	48.17	0.240	0.280	0.016	0.045	100.43	0.11	0.24	6	0.07	0.5	1.3
KR-ax	S2420-5	88.77	40.47	0.008	0.039	10.87	0.178	48.21	0.240	0.278	0.018	0.046	100.36	0.09	0.22	6	0.08	0.4	1.6
KR-ax	S2420-6	88.30	40.48	0.005	0.039	11.34	0.183	47.99	0.253	0.264	0.019	0.049	100.62	0.13	0.22	3	0.07	0.3	0.5
KR-ax	S2420-8	88.79	40.37	0.008	0.039	10.88	0.179	48.34	0.240	0.281	0.018	0.048	100.40	0.08	0.23	40	0.03	0.2	0.7
KR-ax	S2420-10	88.36	40.37	0.006	0.041	11.30	0.180	48.08	0.255	0.265	0.019	0.052	100.57	0.18	0.22	2	0.07	0.6	2.1
KR-ax	S2420-21	88.06	40.45	0.007	0.038	11.56	0.188	47.82	0.259	0.256	0.019	0.049	100.65	0.12	0.22	10	0.04	0.3	1.6
KR-ax	S2420-22	88.08	40.36	0.006	0.037	11.53	0.186	47.80	0.259	0.256	0.018	0.049	100.50	0.15	0.21	36	0.04	0.2	0.6
KR-ax	S2420-24	88.36	40.48	0.006	0.039	11.28	0.182	48.02	0.257	0.264	0.018	0.051	100.60	0.14	0.22	9	0.07	0.3	0.5
KR-ax	S2420-25	88.79	40.55	0.009	0.042	10.90	0.180	48.42	0.239	0.283	0.017	0.051	100.69	0.06	0.23	3	0.06	0.3	1.8
KR-ax	S2420-26	88.50	40.48	0.007	0.039	11.14	0.179	48.09	0.252	0.269	0.017	0.049	100.53	0.15	0.22	10	0.05	0.2	0.4
KR-ax	S2420-27	88.68	40.31	0.006	0.036	10.97	0.177	48.20	0.253	0.271	0.018	0.048	100.29	0.14	0.21	1	0.00	0.0	0.0
KR-ax	S2420-28	88.79	40.57	0.008	0.037	10.90	0.178	48.41	0.243	0.279	0.017	0.050	100.69	0.10	0.22	8	0.05	0.4	1.5
KR-ax	S2427	88.05	40.33	0.010	0.042	11.52	0.186	47.61	0.234	0.286	0.018	0.055	100.30	0.13	0.29	2	0.36	0.6	1.0
KR-ax	S2430-1	87.67	40.37	0.007	0.035	11.90	0.194	47.45	0.256	0.253	0.019	0.048	100.54	0.11	0.23	5	0.07	0.4	2.4
KR-fl	S2438-1	86.81	40.33	0.008	0.046	12.74	0.197	47.00	0.270	0.273	0.020	0.056	100.94	0.27	0.34	8	0.08	0.4	0.9
Sp-Q	30E	85.65	40.01	0.013	0.041	13.87	0.209	46.44	0.210	0.312	0.019	0.034	101.16	0.37	0.55	10	0.14	10.3	3.9
Sp-Q	23B	88.01	40.15	0.004	0.022	11.61	0.158	47.80	0.100	0.305	0.016	0.039	100.21	0.67	0.34	1	-	-	-
Sp-Ne	1-10	77.24	38.64	0.018	0.034	20.97	0.284	39.99	0.263	0.217	0.026	0.026	100.46	0.69	0.75	22	0.76	3.0	1.1
Sp-Ne	18-7	79.99	39.03	0.010	0.045	18.67	0.239	41.86	0.228	0.268	0.026	0.036	100.42	0.84	0.82	22	0.14	1.3	1.2
Sp-Ne	28-3	81.86	39.33	0.010	0.043	17.10	0.221	43.30	0.215	0.236	0.025	0.042	100.52	0.81	0.53	22	0.36	2.3	4.9
Sp-Ne	53-2	81.34	39.33	0.012	0.052	17.62	0.231	43.10	0.225	0.270	0.025	0.041	100.91	0.78	0.71	22	0.46	2.5	2.1
Sp-Ne	57-11	82.13	39.55	0.011	0.056	16.95	0.223	43.72	0.218	0.257	0.024	0.039	101.04	0.76	0.60	10	0.44	2.2	4.6

Примечание. KR-ax- осевая долина хребта Книповича; KR-fl-фланг хребта Книповича; Sp-Q- четвертичные лавы о. Шпицберген; Sp-Ne-неогеновые лавы о. Шпицберген. Fo-форстеритовый компонент оливина в мол%. RSD%- стандартная относительная погрешность среднего значения в процентах; n- количество усредненных анализов.

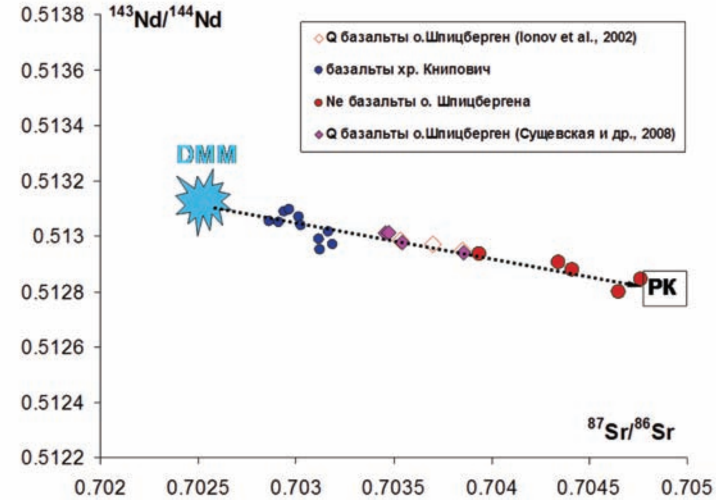


Рис. 8.

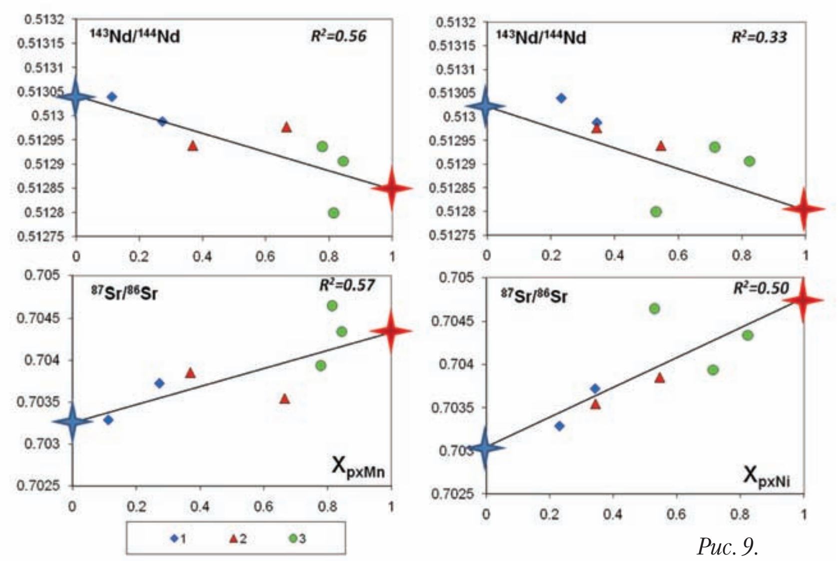


Рис. 9.

Рис. 8. Изотопный состав Nd и Sr базальтов хр. Книповича и о. Шпицберген (Сущевская и др. 2008, 2009). DMM – состав обедненной перидотитовой мантии; PK- состав предполагаемого пироксенитового компонента, образованного реакцией продуктов плавления рециклированной коры и мантийного перидотита.

Рис. 9. Зависимость изотопного состава Nd и Sr базальтов хр. Книповича и о. Шпицберген от пропорции пироксенитового компонента в родоначальных магмах. 1 – осевые базальты хр. Книповича; 2 – четвертичные базальты о. Шпицберген; 3 – неогеновые базальты о. Шпицберген. В правом верхнем углу указаны значения квадрата коэффициента линейной корреляции. Синей и красной звездами показаны оценки изотопного состава перидотитового и пироксенитового компонентов соответственно. Изотопные данные по (Сущевская и др. 2008, 2009). Пропорции пироксенитового компонента в родоначальных магмах рассчитаны по составу оливина независимо по отношениям Mn/Fe и Ni/(Mg/Fe) по методике (Sobolev et al., 2007, 2008).

Таблица 2. Сопоставление оценок доли пироксенитового расплава в родоначальном расплаве по составу среднего оливина (табл. 1) с изотопным составом Sr и Nd пород.

Тип	Образец	XpxMn	XpxNi	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{143}Nd/^{144}Nd$
KR-ax	S2430-1	0.112	0.231	0.70329	0.513039
KR-fl	S2438-1	0.273	0.343	0.70372	0.512988
Spits-Q	30E	0.370	0.546	0.70385	0.512939
Spits-Q	23B	0.666	0.344	0.70355	0.512977
Spits-Ne	18-7	0.845	0.823	0.70434	0.512906
Spits-Ne	28-3	0.814	0.530	0.70465	0.512799
Spits-Ne	53-2	0.779	0.714	0.70394	0.512936

рованного корового вещества. Следовательно, полученные данные указывают на значительную неоднородность мантии под медленно раздвигающимися арктическими хребтами, образованную прореагировавшими фрагментами корового вещества.

Количественная оценка содержания этого корового компонента была сделана на основе параметризации отношения Mn/Fe в оливине от соотношения пироксенитового и перидотитового компонентов в расплаве *(Sobolev et al, 2007)*. Независимо, подобная параметризация получена также для отношений Ni/(Mg/Fe) *(Sobolev et al., 2008)*. Применение этих уравнений к составам изученных оливинов (рис. 7) однозначно показывает, что доля пироксенитового компонента последовательно возрастает от осевых базальтов хр. Книповича, через фланговые базальты хр. Книповича и одновозрастные четвертичные щелочные базальты о. Шпицберген до неогеновых платобазальтов о. Шпицберген. Составы последних уже близки к выплавкам из чистого пироксенитового компонента.

3.5 Состав источника и геохимия базальтов

Результат о повышении роли пироксенитового источника с увеличением возраста магматизма в регионе, полученный на основании состава оливина, хорошо согласуется с данными о составе базальтов (рис. 4, 5). Повышенные содержания Fe, K и пониженные Ca и Al в неогеновых базальтах о. Шпицберген свидетельствуют о пироксен–гранатовом источнике, также как и низкие концентрации тяжелых редких земель. Повышенные содержания K, U, Pb в неогеновых базальтах о. Шпицберген (рис. 4, 5), кроме того, могут указывать на существенную роль вещества нижней континентальной коры в мантийном источнике этих магм *(Amundsen et al., 1983)*.

Дополнительным подтверждением полученных результатов являются данные о изотопном составе Rb-Sr и Sm-Nd систем базальтов (рис 8). Очевидно, что все изученные базальты образуют единый тренд, который может быть описан смешением двух источников обеденной перидотитовой мантией (DMM) и рециклированной корой (РК) возможно с высоким содержанием компонента нижней континентальной коры. Замечательно, что и последовательность объектов по изотопным данным (рис. 8) и составам оливина (рис. 7) одинакова.

Следует специально отметить сильную корреляцию между содержаниями пироксенитового компонента и изотопным составом пород, которая позволяет количественно оценить изотопные составы перидотитового и пироксенитового источников (табл. 2, рис. 9, 10). Судя по этим данным, состав перидотита близок к обедненной океанической мантии. Пироксенитовый компонент по составу приближается к рециклированной океанической коре с возрастом около 1-1.5 млрд. лет, установленной в мантийных источниках магм о. Исландия *(Sobolev et al, 2008)* и Канарских о-вов *(Gurenko et al, 2009)*. Следует однако отметить, что повышенные содержания U и K в платобазальтах Шпицбергена (рис. 5) свидетельствуют также о возможном участии в составе пироксенитового компонента материала нижней континентальной коры. Это также согласуется с небольшим отклонением изотопного состава пироксенитового источника в сторону обогащенного компонента (рис. 10).

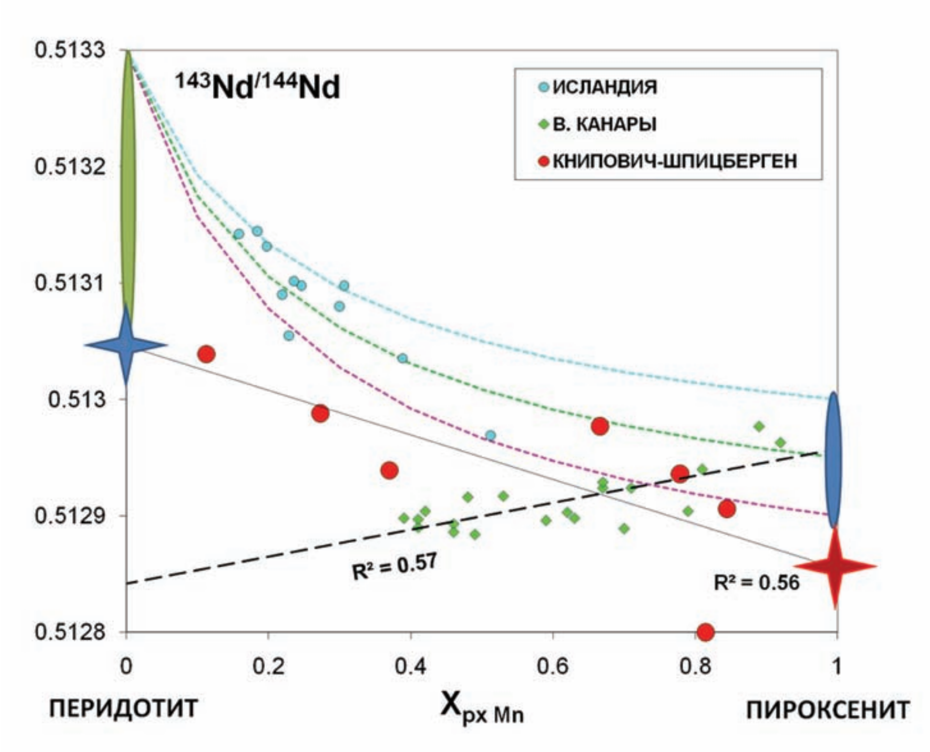


Рис. 10. Корреляции соотношений пироксенитового и перидотитового компонентов источника мантийных магм с изотопным составом неодима.
R2-квадрат коэффициента линейной корреляции. Зеленый и синий овалы показывает изотопные составы перидотитового и пироксенитового компонентов Исландских лав соответственно. Прямые линии представляют значимую линейную регрессию между параметрами. Разноцветные параболы представляют линии смешения расплавов Исландской мантийной струи с учетом различного содержания Nd в продуктах плавления перидотита и пироксенита (Sobolev et al, 2008). Синей и красной звездами показаны оценки изотопного состава соответственно перидотитового и пироксенитового компонентов магм хребта Книповича и о. Шпицберген.

4. Заключение: эволюция магматизма хребта Книповича и о. Шпицберген

Впервые получены данные о систематическом изменении во времени состава мантийного источника и продуктов магматизма сопряженных структур Северного Ледовитого океана. Показано, что неогеновый магматизм о. Шпицберген характеризовался повышенным отношением 87Sr/86Sr и пониженным отношением 143Nd/144Nd и, вероятно, возник в результате плавления пироксенита -продукта реакции вещества рециклированной древней океанической и нижней континентальной коры и мантийного перидотита без существенного вклада чисто перидотитового мантийного источника. Поскольку реакционный пироксенит производит значительно больше расплава при данных температуре и давлении чем перидотит, именно присутствием такого вещества в мантии можно объяснить начальную стадию магматической активности данного региона. С омоложением возраста фиксируется повышение доли перидотитового компонента с параллельным закономерным изменением изотопного состава Sr и Nd. Эту тенденцию можно объяснить уменьшением глубины плавления за счет утонения (эрозии) или обрушения континентальной литосферы. К этому этапу относятся щелочные четвертичные лавы о. Шпицберген на континентальной литосфере и толеиты флангов хр. Книпович, на вновь образованной океанической литосфере. Современные проявления магматизма осевой части хр. Книповича по составу ближе к типичным БСОХ, однако, присутствие корового компонента в этих расплавах вполне различимо. Главным источником этих магм являлся перидотит, преобладание которого над пироксенитом, связано, вероятно, с малой глубиной плавления.

Благодарности

Авторы благодарят Д.В. Кузьмина за помощь в проведении электронно-зондового микроанализа оливина. Работа выполнена при финансовой поддержке программы Отделения Наук о Земле, РАН №14 (2006-2008 гг.) «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики (по программе Полярного года)» и программы Президиума №16 РАН (2009 г.) «Окружающая среда в условиях изменяющегося климата: экстремальные природные явления и катастрофы».

Список литературы

Соболев А.В., Криволуцкая Н.А., Кузмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции. // Петрология 2009, т.17, №3, 1-37.

Сущевская Н.М., Черкашов Г.А., Баранов Б.В., Томаки К., Сато Х., Нгуен Х., Беляцкий Б.В., Цехоня Т.И. Особенности толеитового магматизма в условиях ультрамедленного спрединга на примере хребта Книповича (Северная Атлантика). // Геохимия. 2005. №3, 254–274.

Сущевская Н.М., Евдокимов А.Н., Беляцкий Б.В. и др. Условия формирования четвертичного магматизма о.Шпицберген. // Геохимия. 2008.№ 1. С. 1–17.

Сущевская Н.М., Кораго Е.А., Беляцкий Б.В., Сироткин А.Н. Геохимические особенности неогенового магматизма острова Шпицберген. // Геохимия. 2009. №10. С. 1027–1040

Сущевская Н.М., Пейве А.А., Беляцкий Б.В. Условия формирования слабо-обогащенных толеитов в северной части хребта

Книпович. 2009 // Геохимия. (в печати)

Сущевская Н.М., Соболев А.В. Оценка характера и степени гетерогенности мантии полярной Атлантики по данным изучения магматизма хребта Книпович и о. Шпицберген // Вестник Отделения Наук о Земле РАН, № 1 (27) 2009, М. ИФЗ РАН, 2009.

Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust and upper mantle beneath northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics. Tectonophysics. 1987. V.139, 169–185.

Baranov B., Gusev Ye., Suschshevskaya N., Cherkashov G. Oligocene rocks of the Knipovich Ridge (Northern Atlantic) as evidence of ridge jumping and propagation. In: Geology and Geophysics of the Knipovich Ridge. // Abstracts of the K2K post-cruise meeting. St.Petersburg, 2001, 7-8.

Beattie P. (1993) Olivine-Melt and Ortho-Pyroxene-Melt Equilibria. Contributions to Mineralogy and Petrology 115(1), 103–111.

Crane K., Sundvor E., Buck R., Martinez F. Rifting in the Northern Norwegian-Greenland Sea: thermal test of asymmetric spreading. // J.Geophys.Res. 1991. V. 96.P. 14529–14550.

Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A., Jokat W. Crustal structure of the continent-ocean transition zone along two deep seismic transects in north-western Spitsbergen. // Polish Polar Res. 2004. V.25. N3-4, 205–221.

Dick, H.J.B., Lin, J. and Schouten, H., 2003. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. Nature, 426(6965): 405-412.

Gurenko, A.A, Sobolev, A.V., Hoernle, K.A., Folkmar, H, and Schmincke, H-U. (2009). Enriched, HIMU-type peridotite and depleted recycled pyroxenite in the Canary plume: a mixed-up mantle. // Earth and Planetary Science Letters, 277, 514–524.

Hauri E.H., Whitehead J.A., Hart S.R. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 24275-24300.

Herzberg C. and O'Hara M. J. (2002) Plume-associated ultramafic magmas of phanerozoic age. Journal of Petrology 43(10), 1857–1883.

Humayun M., Qin L. P., and Norman M. D. (2004) Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii. Science 306(5693), 91–94.

Hofmann A.W.,White W.M., Mantle plumes from ancient oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1982. V. 57. P. 421–436.

Ionov D.A., Bodinier J-L., Mukasa S.B., Zanetti A. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modeling. // Jour. Petrology. 2002. V.43, N12, 2219–2259.

Ionov D.M., Mukasa S.B., Bodinier J.-L. Sr-Nd-Pb isotopic compositions of peridotites xenoliths from Spitsbergen: numerical modeling indicates Sr-Nd- decoupling in the mantle by melt percolation metasomatism. // Jour. Petrology. 2002. V 43, N12, 2261–2278.

Kinzler R. J., Grove T. L., and Recca S. I. (1990) An Experimental-Study on the Effect of Temperature and Melt Composition on the Partitioning of Nickel between Olivine and Silicate Melt. Geochimica Et Cosmochimica Acta 54(5), 1255–1265.

Michael, P.J. et al., 2003. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean. Nature, 423(6943): 956-U1.

Pertermann M. and Hirschmann M. M. (2003) Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: Constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate. Journal of Geophysical Research-Solid Earth 108(B2).

Prestvik T. Cenozoic plateau lavas of Spisbergen – a geochemical study. Arbok. Norsk Polarinstituitt. 1977. Oslo. 1978, 129–143.

Ritzmann O. and Jokat W. Crustal structure of northwestern Svalbard and the adjacent Yermak Plateau: evidence for Oligocene detachment tectonics and non-volcanic breakup // Geophys. J. Int. 2003. V. 152. P. 139–159.

Scogseid J., Planke S., Faleide J.I., Pedersen T., Eldholm O., and Neverdal F., 2000. NE Atlantic continental rifting and volcanic margin formation. In Dynamics of the Norwegian Margin. pp 295–326, edit. Nottveld. Geol. Soc. Spec. Pub. 167. The Geol. Society London. London.

Sobolev A. V., Hofmann A. W., Kuzmin D. V., Yaxley G. M., Arndt N. T., Chung S. L., Danyushevsky L. V., Elliott T., Frey F. A., Garcia M. O., Gurenko A. A., Kamenetsky V. S., Kerr A. C., Krivolutskaya N. A., Matvienkov V. V., Nikogosian I. K., Rocholl A., Sigurdsson I. A., Sushchevskaya N. M., and Teklay M. (2007) The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. Science 316(5823), 412–417.

Sobolev A. V., Hofmann A. W., Sobolev S. V., and Nikogosian I. K. (2005) An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. Nature 434(7033), 590–597.

Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Brügmann, G., Batanova, V. G., and Kuzmin, D.V. (2008). A quantitative link between recycling and osmium isotopes. Science, 321, (5888), 536

Tamaki K., Cherkashov G.A., and Knipovich Scientific Party. Japan-Russian cooperation at the Knipovich Ridge in the Arctic Sea. // InterRidge News. 2001. V.10. N1, 48–51.

Tuff J., Takahashi E., Gibson S.A. Experimental constraints on the role of garnet pyroxenite in the genesis of high-Fe mantle plume derived melts // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 2023-2058.

Walter M. J. (1998) Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. Journal of Petrology 39(1), 29–60.

Yaxley G. M. and Green D. H. (1998) Reactions between eclogite and peridotite: mantle refertilisation by subduction of oceanic crust. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 78, 243–255.

Yaxley G. M. and Sobolev A. V. (2007) High-pressure partial melting of gabbro and its role in the Hawaiian magma source. Contributions to Mineralogy and Petrology 154(4), 371–383.

The role of mantle heterogeneity in the origin of Cenozoic magmas of Knipovich Ridge and Spitsbergen Archipelago

A.V. Sobolev and N. M. Sushchevskaya

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and analytical chemistry, Russian Academy of Science, Moscow, Russia.

Abstract

The first data on the temporal evolution of mantle source composition of magmas from associated structures of Polar Ocean (Spitsbergen island and Knipovich ridge) were obtained for last 20 m.y. on the base of chemical composition and $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ isotope ratios of rocks and major and trace elements concentrations in olivine phenocrysts. It is shown that the major source of Spitsbergen Neogene lavas was olivine free pyroxenite with elevated $^{87}Sr/^{86}Sr$ and reduced $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios which has been likely produced by reaction of recycled oceanic and lower continental crust with peridotite. Due to its high melt productivity, such a pyroxenite may act as a source of substantial amount of magma under thick continental lithosphere thus triggering its breakup. With decreasing age (Neogene-modern) the proportion of pyroxenite component of magmas gradually falls down due to increasing proportion of peridotite component with subsequent progression of composition of Sr and Nd isotopes toward depleted end-member. We explain this evolution by delimitation of continental lithosphere and subsequent decompression melting of peridotitic component.

Архейские граниты на Северном полюсе

О.В. Петров[1], Ю.Г. Леонов[2], А.Ф. Морозов[3], А.А. Лайба[4], С.П. Шокальский[1], Е.А. Гусев[5], М.И. Розинов[1], С.А. Сергеев[1], Н.Н. Соболев[1], Т.Н. Корень[1], С.Г. Сколотнев[2], В.А. Дымов[4], И.В. Бильская[1]

1 – Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ФГУП ВСЕГЕИ),г. Санкт-Петербург, Россия
2 – Геологический институт РАН, Москва, Россия
3 – Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия
4 – Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ФГУНПП ПМГРЭ), Ломоносов, Россия
5 – Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, Россия

В необычно теплое полярное лето 2007 г. в ходе морского научно-исследовательского рейса НИС «Академик Федоров» (рис. 1), выполнявшегося по программе 3 МПГ «Арктика-2007» (рис. 2), объединенная группа геологов ВНИИОкеангеология и ПМГРЭ (рис. 3) осуществила 2 августа в точке Северного полюса подъем донных осадков (станция № AF-0701 – 89°59'10.9" с., 32°19'13.8" в) (рис. 4, 5). В поднятых илах, наряду с дресвой и гравием песчаников, алевролитов и жильного кварца было обнаружено 5 небольших обломков гранитных пород архейско-палеопротерозойского возраста.

Морская станция AF-0701 расположена в северной части океанической котловины Амундсена у северо-западного подножья подводного хребта Ломоносова (рис. 2). Донные осадки были подняты с глубины 4170±5 м при помощи бокскорера (коробчатого пробоотборника) объемом 50х50х50 см, сохраняющего в целости первичное напластование пород (рис. 6). Разрез осадков указанной станции представляет собой (сверху вниз):

1. 0–02 см. Наилок желтовато-коричневый, пелитовый, сильно обводненный, с малой примесью тонкозернистого песка.
2. 02–20 см. Алевропелит шоколадно-коричневый, однородный, иногда песчанистый, мягкий и вязкий, до текучего состояния.
3. 20–50 см. Алевропелит того же состава и консистенции, однако представленный чередованием 6–7 шоколадно-коричневых и зеленовато-серых горизонтальных полос с размытыми границами и мощностью по 5–6 см каждый *(Гусев и др., 2008а).*

По данным С.Г. Сколотнева *(Гусев и др., 2008б),* осадки имеют однородный химический и минеральный состав. Они сложены кварцем – 30 %, плагиоклазом – 10%, слюдой – 25%, каолинитом – 15 %, смектитом – 15% и хлоритом – 5%. Микропалеонтологическим анализом установлен голоценовый и позднеплейстоценовый возраст поднятых осадков. По находкам известкового планктона были выделены возрастные уровни потепления – проникновения теплых атлантических вод в Арктический бассейн, соответствующие 1–2, 11,4 и 24–28 тыс. лет. Отмечается примесь углистых частиц, палеозойских и мезозойских палиноформ. Следует отметить, что по составу изученные осадки заметно отличаются от донных илов глубоководных котловин Арктического бассейна, для которого характерны: иллит – около 55 %, хлорит – около 25%, каолинит – около 15% и смектит – около 10% *(Левитан и др., 2007).*

Рис. 1

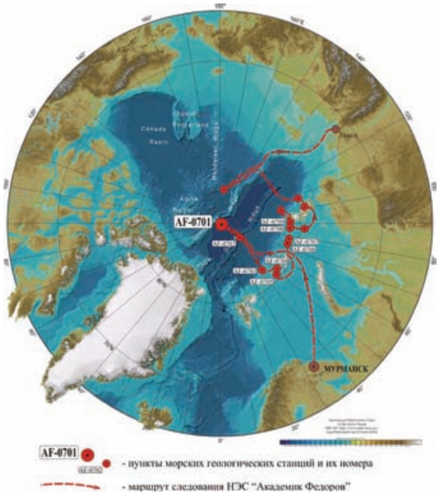


Рис. 2

Рис. 3

Рис. 4

Рис. 5

Рис. 1. НИС «Академик Федоров».
Рис. 2. Маршрут следования НИС «Академик Федоров», расположение морских геологических станций донного опробования.
Рис. 3. Участники экспедиции Ю.Г.Леонов (ГИН РАН), А.А.Лайба (ПМГРЭ) на борту НИС «Академик Федоров».
Рис. 4. Станция AF-0701. Спуск бокскорера.
Рис. 5. Станция AF-0701. Подъем бокскорера.

Рис. 6

Рис. 7

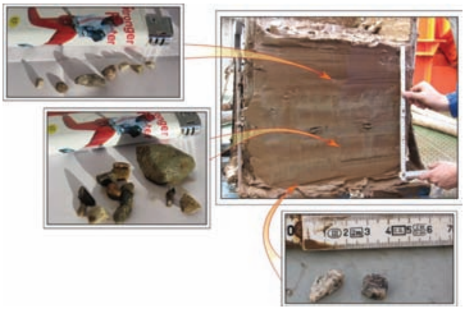


Рис. 8

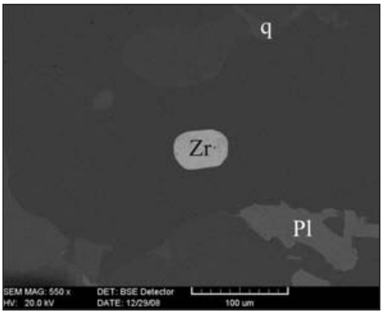


Рис. 10

Рис. 9

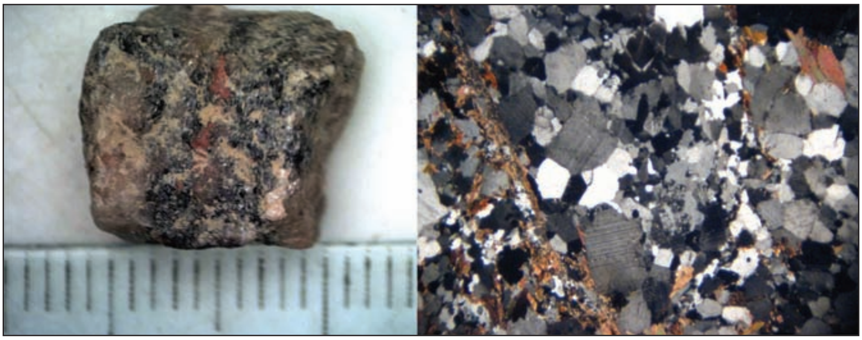


Рис. 6. Станция AF-0701. Разрез донных осадков, поднятых с глубины 4170±5 м при помощи бокскорера.

Рис. 7. Станция AF-0701. Промывка секционных проб рыхлого материала, в которых обнаружены обломки гранитоидов

Рис. 8. Интервалы осадочного разреза, в которых обнаружены обломки гранитоидов.

Рис. 9. Образец 1. Метаморфизованный гранит (гранито-гнейс) (?) (цена деления линейки – 1 мм, ширина поля зрения в шлифе – 3 мм).

Рис. 10. Образец 1. Зерно циркона в кварце. (масштабный отрезок 100 мкм).

Вещественное отличие полюсных осадков от обычных донных илов может указывать на дополнительный источник сноса для последних: в частности, на возможность сноса с близлежащего хребта Ломоносова. Известно, что среди пород, поднятых с этого хребта, обнаружены субконтинентальные углистые алевролиты *(Grantz et al., 2001)*, обладающие сходством с полюсными осадками по минеральному и химическому составу. Они содержат: кварц – 36%, полевой шпат – 8%, слюду – 10%, темноцветные минералы – 8%, глинистые минералы – 10 %. Явное сходство составов, а также присутствие в полюсных илах станции AF-0701 углистых частиц и большого количества переотложенных палиноформ палеозойского и мезозойского возраста, сходных с таковыми из углистых алевролитов хребта Ломоносова, позволяют предположить, что в значительной мере они могли сформироваться в результате осаждения продуктов подводного размыва склонов этого хребта *(Гусев и др., 2008б)*.

Содержащиеся в описанных выше илах гранитные обломки были выделены в результате промывки секционных проб рыхлого материала (рис. 7). Оказалось, что обломки располагались на трех разных уровнях осадочного разреза. Два обломка гранитных пород (образцы № 1 и № 2) были сразу обнаружены в самом основании осадочного разреза; еще два – при промывке 20-килограммовой пробы осадков из нижней (25–50 см) части разреза (образцы № 3 и № 4); еще один обломок гранита (образец № 5) был найден при промывке аналогичной пробы из верхней (0–25 см) части разреза (рис.8).

Образец № 1 (рис. 9,10,11) представляет собой угловатый обломок (7x9x12 мм) розовато-темно-серого, слабополосчатого мелкозернистого гранито-гнейса или метаморфизованного гранита, имеющего следующий состав: щелочной полевой шпат – 25 %, плагиоклаз (альбит) – 25 %, кварц – 30 %, биотит (лепидомелан) + редкоземельный эпидот – 20 %; акцессории: апатит, циркон (выделены и измерены 8 зерен), торит, магнетит, гематит. Порода перекристаллизована.

Образец № 2 (рис. 12,13) – неокатанный обломок (20x10x7 мм) розовато-светло-серого среднезернистого и огнейсованного двуслюдяного гранита, содержащего: калишпат (микроклин-пертит) – 25 %, плагиоклаз – 35 %, кварц – 35 %, биотит – до 5 %, мусковит – 1-2 %; акцессории: апатит – до 1 %, монацит и циркон (выделены 4 зерна). Порода катаклазирована.

Образец № 3 (рис. 14,15) – угловатый обломок (4x6x5мм) розовато-серого среднезернистого и огнейсованного мусковит-биотитового плагиогранита (?): плагиоклаз (олигоклаз) – 70 %, кварц – 20–25 %, биотит – до 10 %, мусковит – 5%; акцессории: эпидот (совместно с биотитом), циркон (выделены 2 кристалла, заключенные в биотите), апатит. Порода катаклазирована, участками перекристаллизована.

Образец № 4 (рис. 16) – удлиненная галька (5x3x2мм) розовато-темно-серого мелкозернистого гранита, содержащего: пелитизированный калишпат (пертит) – 45 %, кислый плагиоклаз – 20 %, кварц – 20 %, хлоритизированный биотит – 5 %, магнетит – до 5 %. Порода сильно катаклазирована. В этом образце цирконов не обнаружено.

Образец № 5 (рис. 17,18) – изометричный неокатанный обломок (3x4x6 мм) розовато-серого слабо огнейсованного плагиогранита (?): плагиоклаз (альбит и олигоклаз) – до 70 %, калиевый полевой шпат – 1-2 %, кварц – 5 %, частично хлоритизированный биотит – 15 %, эпидот – 10 %; акцессории: сфен (в ассоциации с эпидотом), апатит, циркон (измерен 1 крупный зональный кристалл размерами до 100x50 мкм), гематит, магнетит.

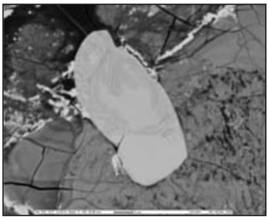


Рис. 11

Рис. 13

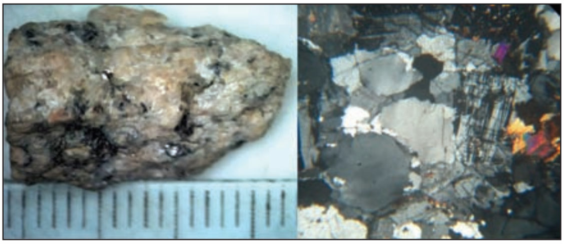


Рис. 12

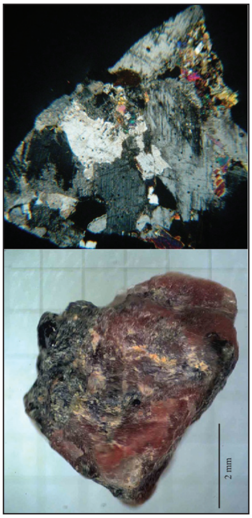


Рис. 17

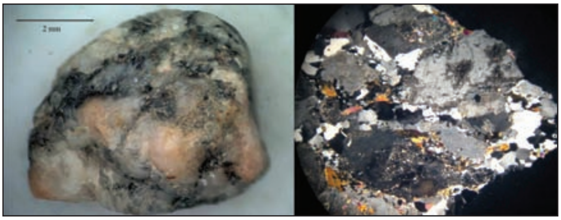


Рис. 14

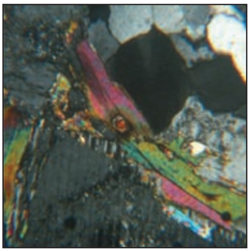


Рис. 15

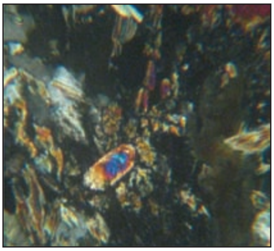


Рис. 18

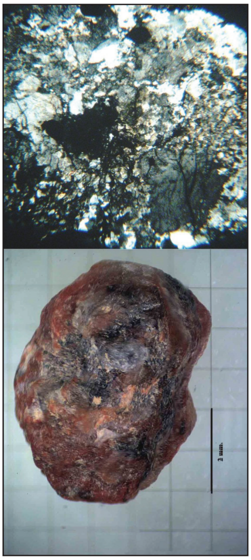


Рис. 16

Рис. 11. Образец 1. Зерно циркона в редкоземельном эпидоте (масштабный отрезок 10 мкм). Рис. 12. Образец 2. Катаклазированный двуслюдяной гранит (?). (цена деления линейки – 1 мм, ширина поля зрения в шлифе – 3 мм). Рис. 13. Образец 2. Тонкопризматические мелкие кристаллы циркона в кварце. (ширина поля зрения в шлифе – 0.3 мм). Рис. 14. Образец 3. Двуслюдяной плагиогранит (?). (масштабный отрезок – 2 мм, ширина поля зрения в шлифе – 5 мм) Рис. 15. Образец 3. Кристаллы циркона в биотите. (ширина поля зрения в шлифе – 0.6 мм). Рис. 16. Образец 4. Катаклазированный гранит(?).Цирконы не обнаружены (масштабный отрезок – 2 мм, ширина поля зрения в шлифе - 5 мм). Рис. 17. Образец 5. Плагиогранит (?). (масштабный отрезок – 2 мм, ширина поля зрения в шлифе – 5 мм). Рис.18. Образец 5. Крупное зерно циркона (100x50 мкм) в срастании с эпидотом. (ширина поля зрения в шлифе – 0.6 мм).

Таблица 1.

Химический состав цирконов (масс. %).

№ обр.	***№ циркона***	**SiO_2**	**ZrO_2**	**HfO_2**
1	4-1-A	29.56	69.29	1.14
	4-2-B	29.26	69.23	1.51
2	5-1-A	29.11	70.89	0.00
3	3-1	29.19	70.00	0.81
	3-2-B	29.43	70.57	0.00
5	2-1-A	28.81	71.19	0.00

Таблица 2.

Химический состав плагиоклазов (масс. %).

№ обр.	***№ измерения***	**SiO_2**	**Al_2O_3**	***CaO***	**Na_2O**	**K_2O**
1	1	62.45	23.30	5.18	9.07	0.00
	2	62.38	24.60	1.14	10.14	2.51
	3	66.28	21.21	1.42	11.26	0.60
3	1	63.03	24.12	4.40	9.46	0.00
5	1	61.42	25.53	5.74	8.98	0.00
	2	64.60	21.46	1.29	10.81	0.82

Таблица 3.

Химический состав слюд (масс. %).

№ обр	***№ измерения***	**SiO_2**	**Al_2O_3**	**TiO_2**	***MnO***	***MgO***	***FeO***	**K_2O**
1	лепидомелан	34.26	13.87	4.97	0.43	6.69	25.00	9.39
	лепидомелан	34.57	14.6	4.98	0.00	7.32	24.45	8.98
3	мусковит	47.13	30.03	0.88	0.00	1.36	3.55	11.05
	биотит	35.52	16.46	1.71	0.00	8.60	20.28	9.63

Таблица 4.

Химический состав акцессорных минералов (масс. %).

№ обр.	***минерал***	**P_2O_5**	**SO_3**	***CaO***	**SiO_2**	**Y_2O_3**	**La_2O_3**	**Ce_2O_3**	**Nd_2O_3**	**ThO_2**	**UO_2**
1	Cl- апатит	38.87	-	60.53	-	-	-	-	-	-	-
	ксенотим	44.68	-	-	-	55.32	-	-	-	-	-
	бастнезит(?)	-	-	3.18	1.37	1.97	26.73	51.70	15.06	-	-
	торит	-	-	-	24.47	-	0.73	3.79	3.99	67.03	-
	Cl-сод. апатит	38.58	-	59.71	-	-	-	-	-	-	-
2	OH-апатит	38.71	-	61.29	-	-	-	-	-	-	-
3	апатит	39.37	0.58	60.05	-	-	-	-	-	-	-
	торит	-	-	-	18.09	-	-	-	-	52.78	11.46
	апатит	38.98	-	61.02	-	-	-	-	-	-	-

Измерения выполнены на микрозонде CAMSCAN.

Таблицы 1–4

Вместе с образцами 3 и 4 было выделено 15 мелких (2–27 мм) угловатых и окатанных обломков осадочных пород и жильного кварца. В пробе из верхней части разреза вместе с образцом 5 были обнаружены 7 мелких (3–10 мм) обломков осадочных пород. Последние в обеих пробах представляют собой темно-серые, зеленовато-серые и буровато-серые, иногда полосчатые, тонкозернистые песчаники (аркозовые, слюдистые), серые алевролиты, аргиллиты и тонкообломочные кварциты. Оставшийся рыхлый материал пробы AF-0701 был также промыт и показал присутствие мелких обломков (1–10 мм) песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В 2009 г. во Всероссийском геологическом институте (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) было проведено петрографическое и минералогическое изучение гранитных образцов, а также изотопное датирование методом SHRIMP 15-ти кристаллов циркона, найденных в четырех образцах станции AF-07-01. Самые молодые цирконы были обнаружены в образце № 2, их возраст определен в интервале 2221±10 – 2492±16 млн. лет. Цирконы в образцах № 3 и № 5, характеризующихся преобладанием кислого плагиоклаза, несмотря на различия в составе и структуре, имеют близкий возраст: 2651±21 – 2684 ±25 млн. лет. Максимальное количество кристаллов циркона (8 зерен) было обнаружено в гранито-гнейсе образца № 1. Самые молодые цирконы в этой породе имеют возраст 2454±17 и 2370±9 млн. лет, а самые древние – 2954±8, 2976±10 и 2987±8 млн. лет. Два зерна циркона из этого образца состоят из двух генераций, различающихся по возрасту на 200 млн. лет (табл. 5,6; рис. 19).

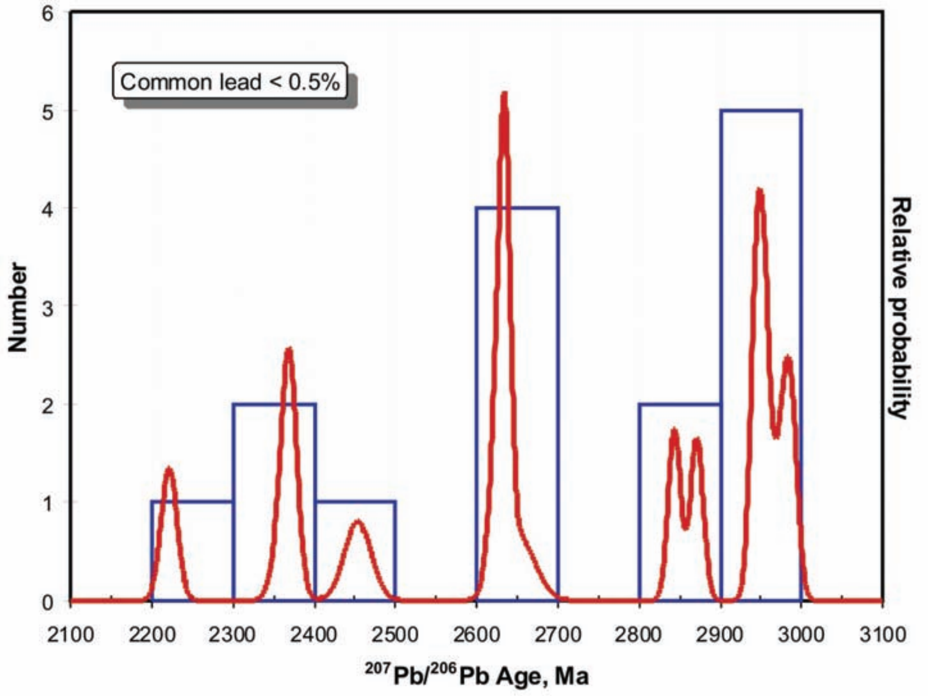


Рис. 19. Диаграмма распределения значений U-Pb возраста цирконов в образцах станции AF-07-01.

Таблица 5. SHRIMP- датирование цирконов из образцов гранитных пород

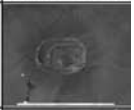
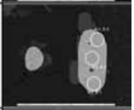
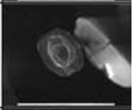
№ образца, порода	Кристаллы	Возраст, млн. лет	Описание кристаллов циркона	Фото цирконов в катодных лучах
No 1 Биотитовый гнейсо-гранит с редкоземельным эпидотом, бастнезитом, торитом	1_A1-A2	2,943±7 2,976±10	Изотропный призматический кристалл в крупном зерне кварца; в кварце – включения апатита и ксенотима	
	2_A1	2,571±11	Хорошо ограненный асимметричный кристалл короткопризматически-дипирамидального габитуса	
	2_B1-B2-B3	2,635±6 2,633±8 2,454±17	Зональный кристалл циркона в редкоземельном эпидоте; в цирконе наблюдаются 2 генерации	
	2_C1	2,709±10	Хорошо ограненные кристаллы циркона на границе зерен биотита и апатита	
	2_D1-D2	2,954±8 2,950±9		
	3_A1	2,370±9	Два хорошо ограненных кристалла находятся в срастании с биотитом на границе зерен кварца и плагиоклаза	
	3_B1-B2-B3	2,871±8 2,843±8 2625±9	Зональный кристалл дипирамидально-призматического габитуса, с 2 генерациями циркона	
	3_C1	2,987±8	Поперечное сечение призматического кристалла	
No 2 Двуслюдяной огнейсованный гранит	1_A1 2_C1 2_E1 2_F1	2,360±16 2,492±16 2,366±12 2,221±10	Сросток тонких длиннопризматических кристаллов циркона с апатитом в кварц	
No 3 Двуслюдяной плагиогранит (?) с торитом и сфеном	2_A1	2,684±25	Хорошо ограненный кристалл дипирамидального габитуса	
	2_B1	2,668±12	Кристалл дипирамидально-короткопризматический с апатитом в биотите; в апатите - включение торита	
No 5 Плагиогранит (?)	1_A1	2,651±21	Многозональный дипирамидально-призматический кристалл в агрегате зерен эпидота, биотита, хлорита, кварца	

Таблица 5

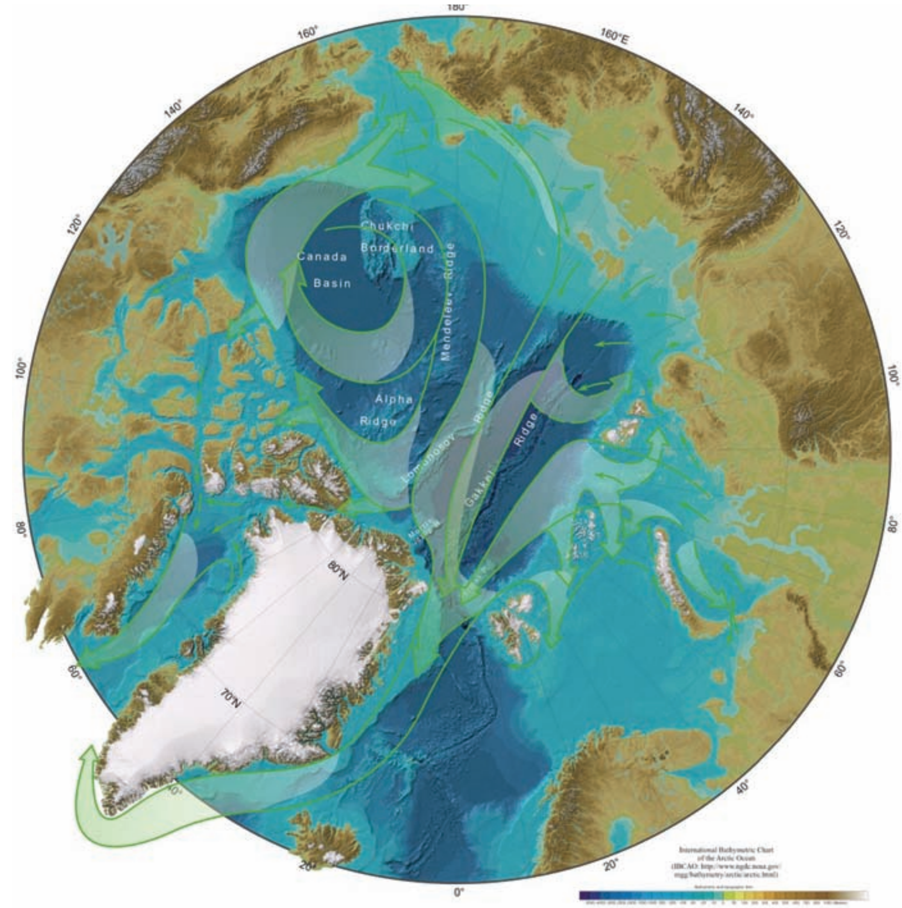


Рис. 20. Основные направления ледового разноса в Северном Ледовитом океане (Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Изд-во ВМФ СССР, 1980).

На первый взгляд, появление пород континентального происхождения, – таких, как граниты, на склоне глубоководной котловины Амундсена у подножия подводного хребта Ломоносова наиболее просто объясняется ледовым или айсберговым разносом. Схемы ледового разноса, составленные разными авторами, имеют много общего, различаясь лишь в деталях *(Атлас Северного Ледовитого океана, 1980; Атлас Арктики, 1985; и др.)* (рис. 20). Древние граниты с архейско-палеопротерозойскими возрастами обнажаются в пределах Арктической суши по периферии Северного Ледовитого океана лишь на Канадском, Гренландском, Балтийском и Анабарском щитах. Раннедокембрийские породы Балтийского и Анабарского щитов не выходят непосредственно к морскому побережью и, кроме того, лежат далеко в стороне от известных трасс ледового разноса. На Таймыре, Северной Земле и Новосибирских островах, откуда начинает свое движение к полюсу и далее в Северную Атлантику вдоль подводного хребта Ломоносова устойчивое и широкое ледовое течение, нет гранитоидов и метаморфических пород архейского возраста. Круговой ледовый дрейф *(«Ocean Beaufort Gyre», Gratz, 2001)* (рис. 21) в Амеразийском бассейне способен транспортировать в район Северного полюса обломочный материал с Земли Элсмира, прилегающих островов Канадской Арктики, с Аляски, Чукотки или острова Врангеля, однако и там архейских пород, как известно, нет. Архейские породы Канадского и Гренландского докембрийских щитов отделены от побережья палеопротерозойско-палеозойским мобильным поясом Элсмир-Инглефилд, наиболее древние гранитоиды в котором датированы 1900–1960 млн. лет *(Henriksen et al., 2000)*. Переработанные архейские гнейсы, интрудированные метаморфизованными плутоническими породами, были установлены в Северо-Западной Гренландии лишь на единичных локальных участках (комплекс Этах в Нагсугтоквидском и Ринкском тектонических блоках), но и там они располагаются далеко от арктического побережья и не могут быть подвергнуты воздействию ледового разноса.

Исходя из вышеизложенного, можно выдвинуть вторую версию происхождения «полюсных гранитов», а именно: предположить снос обломков древних гранитоидных пород с близлежащего склона хребта Ломоносова. Континентальная природа этого подводного хребта у большинства арктических геологов уже не вызывает сомнений. При этом сам перенос на расстояние порядка 100 км, скорее всего, мог осуществляться мутьевыми турбидными потоками со склона хребта при относительно высоком его стоянии в период пониженного уровня океана, или же вследствие вертикальных неотектонических подвижек. В районе Северного полюса наблюдается сужение и резкое изменение простирания хребта Ломоносова, увеличение крутизны его склонов. По геоморфологическим и геофизическим данным здесь предполагается разломно-блоковое строение поднятия. Кажется вполне вероятным, что на уступах хребта, обращенных к котловине Амундсена, мог оказаться приподнятым блок, сложенный породами архейско-палеопротерозойского кристаллического фундамента, который и послужил источником гранитного обломочного материала. Это тем более вероятно, что новейшими сейсмическими и магнитометрическими исследованиями датских и канадских геологов обнаружено высокое стояние фундамента Пригренландского сегмента хребта Ломоносова, прикрытого лишь маломощным осадочным чехлом *(Trine Dahl-Jensen et al, 2008)*.

В заключение можно отметить, что в пользу второй версии происхождения рассматриваемых гранитных обломков говорят следующие данные: 1) принципиальная возможность отнесения всех изученных гранитоидов, по их составу и возрасту, к единому архейскому домену, переработанному в палеопротерозое; 2) залегание гранитных обломков на нескольких уровнях в едином, ненарушенном разрезе поднятых донных осадков на протяжении не менее 28 тыс. лет, что говорит о повторяемости механизма транспортировки и захоронения обломков; 3) слабая окатанность обломков, косвенно свидетельствующая о коротком пути транспортировки; 4) своеобразие состава полюсных донных осадков, вмещающих гранитные обломки, его отличие от среднего состава донных илов глубоководных котловин Арктического бассейна и, наоборот, связь с составом некоторых характерных пород (например, углистых алевролитов) хребта Ломоносова; 5) значительная мощность (27 км) и континентальный тип коры хребта Ломоносова, а также неглубокое залегание кристаллического фундамента хребта под утоненным осадочным чехлом.

Таким образом, нами высказано предположение, требующее дальнейших серьезных исследований, которые будут продолжены уже в самое ближайшее время.

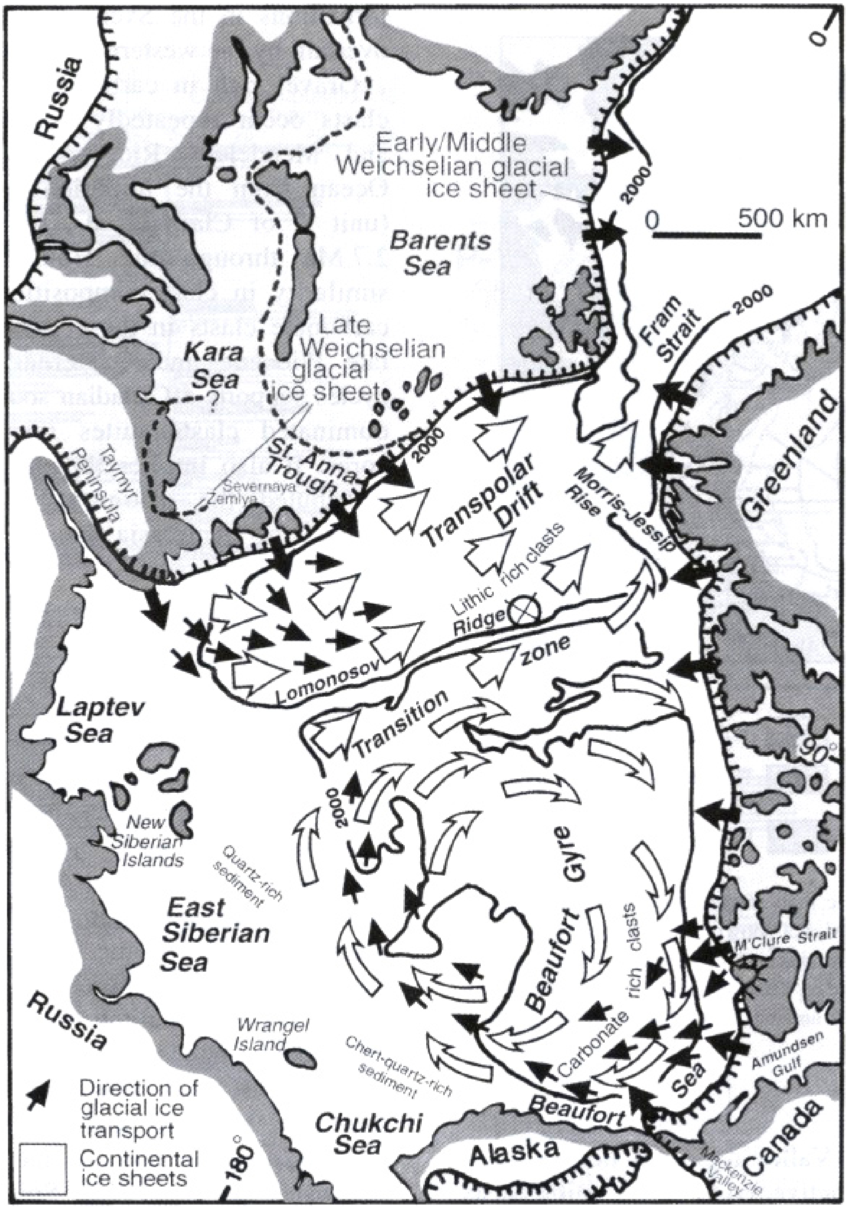


Рис. 21. Течения и направления движения льдов в Северном Ледовитом океане в позднеплейстоценовых межледниковых периодах и границы материкового льда в максимум плейстоценового оледенения (А.Грантц, 2001).

Список литературы

1. Гусев Е.А., Лайба. А.А., Литвиненко И. В., Дымов В. А. и др. Геологические исследования в рейсе НЭС «Академик Федоров» в июле-августе 2007 года. Сб. Экспедиционные исследования ВНИИОкеангеология в 2007 году. // Санкт-Петербург, 2008a, с. 31–43.

1. Гусев Е.А., Сколотнев С.Г., Александрова Г.Н., Былинская М.Е. и др. Первые результаты изучения глубоководных илов с Северного полюса. Доклады РАН, том 421, № 6, с. 790–794, 2008.

2. Trine Dahl-Jensen, H. Ruth Jackson, Deping Chian, John W. Shimeld, Gordon Oakey. Строение коры от моря Линкольна до хребта Ломоносова, Северный Ледовитый океан // Abstracts on the 33d IGC, Oslo, 2008.

3. Grantz A., Pease V. L., Willard D. A., Phillips R.L., Clark D. L. // GSA Bulletin. 2001. V. 113. № 10. Pp. 1272–1281.

4. Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. // М: ГЕОС. 2007. 403 С.

5. *Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И.* // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–49.

6. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Изд-во ВМФ СССР, 1980.

7. Атлас Арктики. Изд-во ГУГК, 1985.

8. Henriksen, N., Higgins, A.K., Kalsbeek, F. & Pulvertaft, T.C.R. 2000: Greenland from Archaean to Quaternary. Descriptive text to the Geological map of Greenland, 1:2 500 000. Geology of Greenland Survey Bulletin 185, 93 pp. + map.

Archean granites at North Pole

O.V. Petrov[1], Yu.G. Leonov[2], A.F. Morozov[3],
A.A. Laiba[4], S.P. Shokalsky[1], E.A. Gusev[5],
M.I. Rozinov[1], S.A. Sergeev[1], N.N. Sobolev[1],
T.N. Koren[1], S.G. Skolotnev[2], V.A. Dymov[4],
I.V. Bilskaya[1]

---

1 – A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI),
St. Petersburg, Russia
2 – Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia
3 Federal Agency of Natural Resources, Moscow, Russia
4 Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE), St.-Petersburg, Lomonosov, Russia
5 Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia),
St. Petersburg, Russia

Тектоническая модель Южно-Анюйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики

С.Д. Соколов,[1] М.И. Тучкова,[1] Г.Е Бондаренко[2]

1 – Геологический институт РАН, Москва, Россия
2 – Роснефть, Москва, Россия

Аннотация

Южно-Анюйская сутура протягивается от восточной части моря Лаптевых до Восточной Чукотки и на всем протяжении маркируется мезозойскими терригенными толщами с фрагментами офиолитов палеозойского и/или мезозойского возраста. В южном обрамлении сутуры известны надсубдукционные комплексы позднепалеозойского, позднетриасового и позднеюрско-раннемелового возрастов. В пределах сутуры, кроме офиолитов, присутствуют островодужные образования, деформированные турбидиты верхнего триаса, верхней юры-нижнего мела, а также терригенный меланж аккреционного типа. Аккреционный меланж и близкие по возрасту надсубдукционные комплексы рассматриваются как индикаторы существования конвергентных границ между плитами Прото-Арктического океанического бассейна и Северо-Азиатского континента.

Выделено четыре главных этапа тектонических деформаций. В ходе первых двух этапов сформировались покровно-складчатые структуры. Для первого этапа характерна северная вергентность, а для второго – южная. Последующие два этапа сопровождались сдвиговыми деформациями. Предполагается, что основная фаза взаимодействия Чукотки и Сибири в раннем мелу осуществлялась по сценарию косой коллизии с формированием продольных правых сдвигов. На завершающем этапе деформации связаны с субширотными хрупкими левыми сдвигами, которые затрагивают альб-сеноманские породы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. С ними сопряжены сдвиго-сбросы северо-северо-восточного простирания, к которым приурочены пояса верхнемеловых даек.

Введение

Данный раздел подготовлен по результатам исследований, выполненных в лаборатории Тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института РАН по проекту «Структура и эволюция континентальных окраин Евразийского сектора Арктики» программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН №14» История формирования бассейна Северного Ледовитого Океана и режим современных природных процессов Арктики (в рамках Международного Полярного года)».

Среди тектонических элементов российской арктической континентальной окраины Северо-Восточной Азии особое место занимает Южно-Анюйская

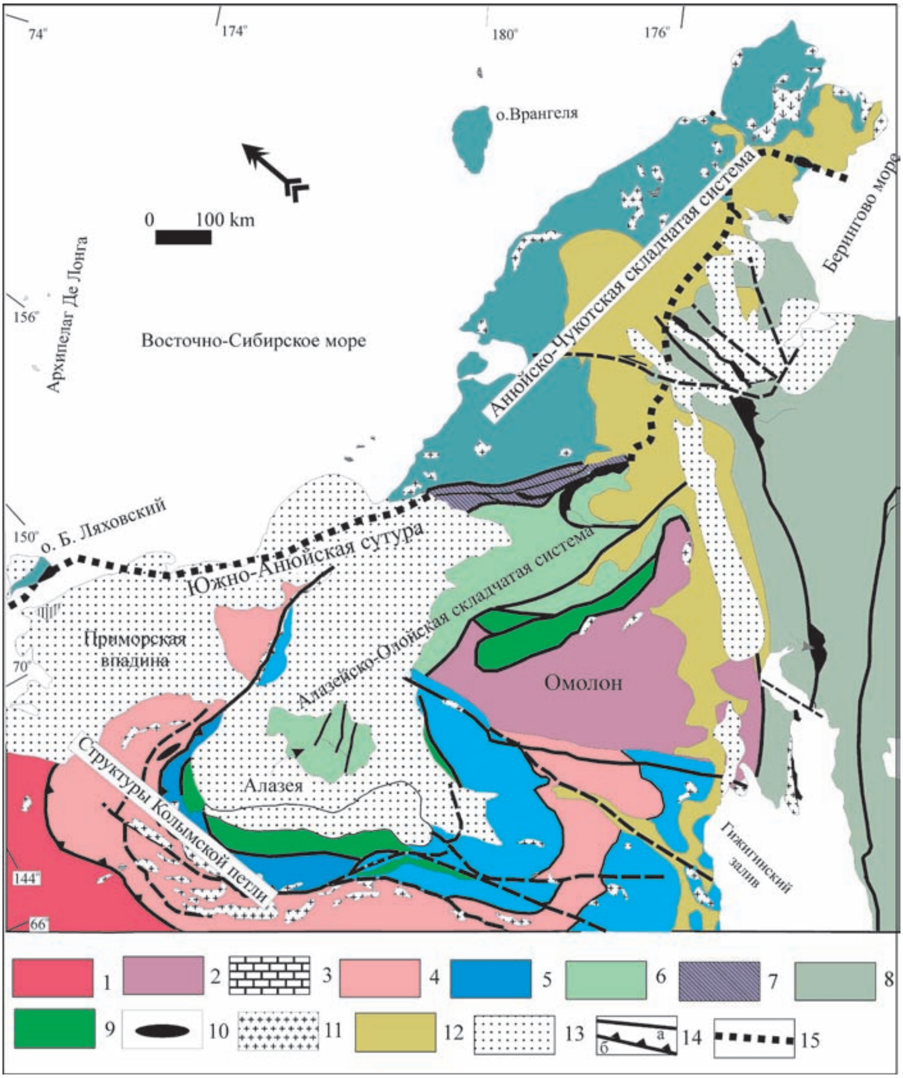


Рис. 1. Основные тектонические элементы Северо-Восточной Азии.
1 – Сибирская платформа; 2 – блоки с древней докембрийской континентальной корой; 3 – деформированный палеозойско-мезозойский чехол Новосибирско-Чукотской складчатой области; 4 – верхоянский комплекс и его эквиваленты; 5 – деформированный палеозойско-мезозойский чехол Верхояно-Колымской складчатой области; 6 – Алазейско-Олойская складчатая система; 7 – Южно-Анюйская сутура; 8 – Корякско-Камчатская складчатая область; 9 – палеозойско-мезозойские островодужные комплексы; 10 – офиолиты; 11 – граниты; 12 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 13 – кайнозойский чехол 14 – тектонические границы: а – сдвиги, б – надвиги; 15 – Южно-Анюйской сутура и возможное продолжение.

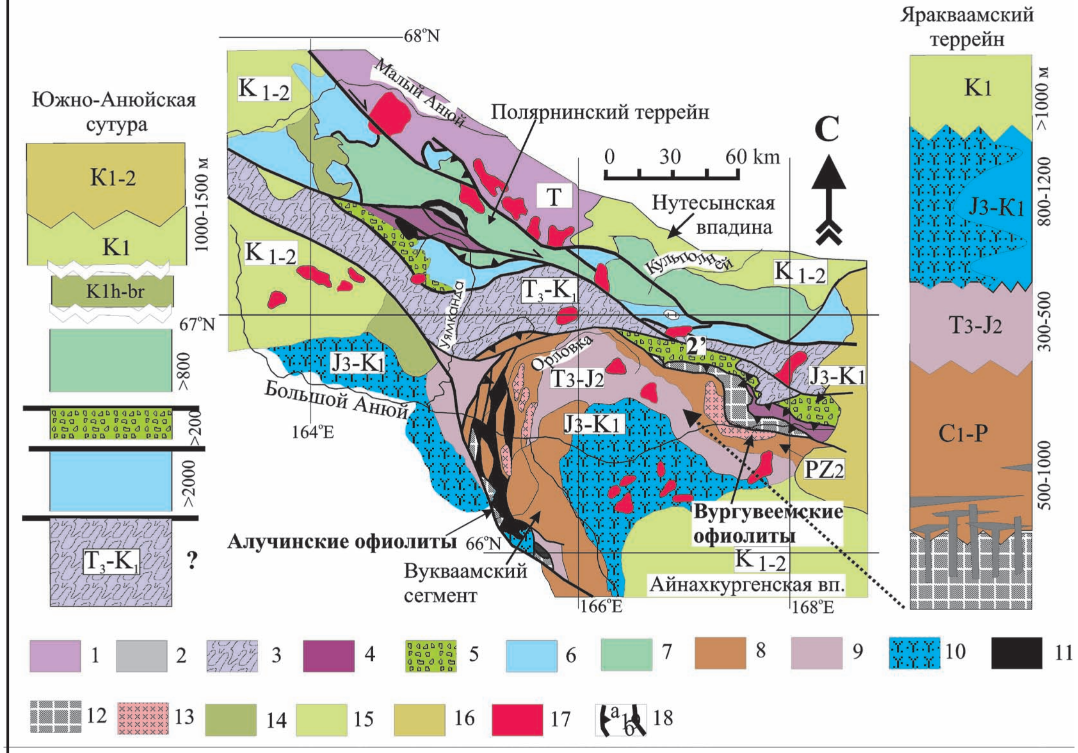


Рис. 2. Тектоническая схема Южно-Анюйской сутуры в междуречье рек Большой и Малый Анюй (составлена с использованием геологических карт АГГП, работ Лычагин и др., 1991; Натальин, 1984; Гедько и др, 1991).

1 – триасовые турбидиты Анюйско-Чукотской складчатой области; 2-7 – Южно-Анюйская сутура: 2 – вулканиты, известняки и кремни, нижний карбон;

3 – терригенные отложения, верхний триас – нижний мел (нерасчлененные) 4 – базальт-кремнистая ассоциация (Быстрянский комплекс); 5 – турбидиты, терригенный меланж (Южно-Гремучинский комплекс); 6 – турбидиты, верхняя юра-нижний мел; 7 – вулканогенно-осадочные образования, оксфорд-кимеридж-нижний мел (Кульполнейский комплекс); 8-10 Алазейско-Олойская складчатая система: 8 – вулканогенно-осадочные отложения верхнего палеозоя; 9 – вулканиты, туфо-терригенные отложения, верхний триас – средняя юра; 10 – вулканогенно-осадочные отложения, верхняя юра-нижний мел; 11-13 – офиолиты: 11 – перидотиты; 12 – габбро; 13 – плагиограниты; 14 – конгломераты, песчаники, алевролиты, готерив-баррем; 15 – вулканогенно-осадочные отложения, апт-альб; 16 – вулканогенно-осадочные отложения, ОЧВП; 17 – граниты; 18 – надвиги (а), сдвиги и сбросы (б).

сутура, которая отделяет мезозойские структуры (мезозоиды), формирование которых было тесно связано с эволюцией арктической области, от тихоокеанских. В становлении мезозоид важную роль играли коллизионные процессы *(Парфенов, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Пущаровский и др., 1992; Парфенов и др., 1993; Соколов, 2003 и др.)* и типичным примером коллизионной структуры является Южно-Анюйская сутура (ЮАС), выделенная под этим названием К.Б.Сеславинским (1970).

Если коллизионная природа ЮАС в настоящее время не вызывает сомнений, то время образования, длительность существования и размеры океанического бассейна являются дискуссионными. Решение этих вопросов имеет важное значение для палеотектонических реконструкций Восточной Арктики, выяснения особенностей взаимодействия Евразийской и Североамериканской плит.

К сожалению, ЮАС еще плохо изучена и имеющиеся данные не всегда представительны, что и обусловило существование различных, часто противоречивых, точек зрения на ее строение и историю развития. К числу наиболее дискуссионных проблем геологии ЮАС относятся: 1) время заложения и существования Южно-Анюйского океанического бассейна и его размеры; 2) возраст терригенных комплексов ЮАС; 3) возраст и генезис офиолитов; 4) внутренняя структура ЮАС, возраст и последовательность деформаций; 5) пространственное положение и возраст островодужных комплексов и соответствующих конвергентных границ плит; 6) динамика коллизии континентальных масс Сибири и Чукотки (Северной-Америки).

В данной публикации авторы, суммировав имеющиеся геологические материалы, и, главным образом, на основе новых данных по структуре, литологии и геохронологии предлагают вниманию читателя новую тектоническую модель формирования ЮАС. Наши исследования были сосредоточены в центральной части (Стадухинский сегмент), на западе в Полярнинском и на востоке в Пеньвельвеемском поднятиях.

Основные тектонические элементы

Основными тектоническими элементами Северо-Востока Азии являются мезозоиды и Корякско-Камчатская складчатая область (рис. 1). Среди мезозоид различаются Верхояно-Колымская и Новосибирско-Чукотская складчатые области *(Тильман, 1973; Парфенов, 1984; Пущаровский и др., 1992)*. В составе Верхояно-Колымской складчатой области выделяется изогнутая полоса аллохтонных террейнов, получившая название «Колымской петли» *(Зоненшайн и др., 1990)*.

Структуры «Колымской петли» надвинуты на образования Верхоянской складчатой системы, которая представлена мощными терригенными отложениями шельфа и континентального склона Сибирского кратона (верхоянский комплекс, карбон-нижний мел). В строении «Колымской петли» важную роль играют микроконтиненты с докембрийским фундаментом (Омолонский, Приколымский, Омулевский и др.). Они разделены линейными складчато-чешуйчатыми зонами, которые сложены сходными с верхоянским комплексом отложениями палеозоя и мезозоя

На значительном протяжении непосредственно вдоль границы с ЮАС расположены структуры Алазейско-Олойской складчатой системы. Она состоит из серии террейнов, сложенных метаморфическими, палеозойско-мезозойски-

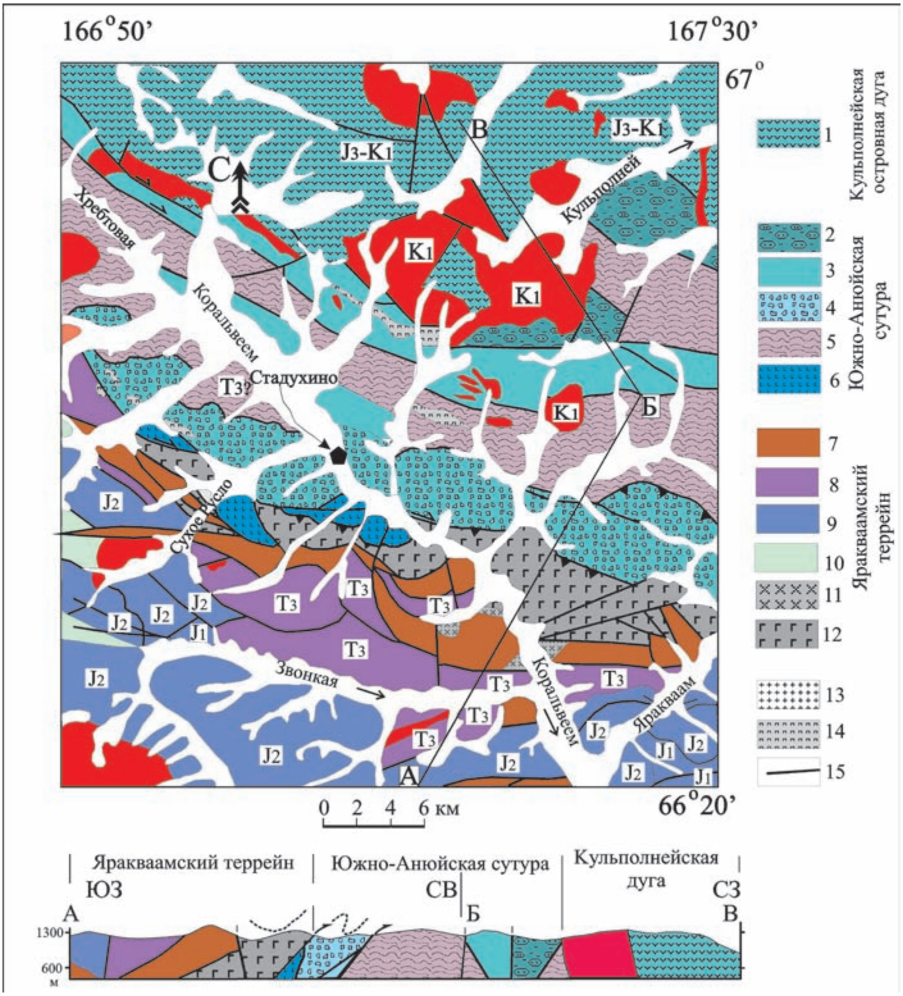


Рис. 3. Геологическая схема Стадухинского сегмента (по Шеховцову, Глотову, 2001 с изменениями).

1 – верхняя юра–нижний мел, вулканиты; 2 – верхняя юра–нижний мел, турбидиты с горизонтами олистостромов; 3 – верхняя юра–нижний мел, турбидиты; 4 – верхняя юра–нижний мел, терригенный меланж; 5 – верхний триас-нижний мел (нерасчлененные), терригенный комплекс; 6 – бат-киммеридж, базальт-кремнистый комплекс; 7 – карбон-пермь, вулканогенно-осадочные отложения; 8 – верхний триас-нижняя юра, вулканогенно-осадочные отложения;

9 – средняя юра, туфо-терригенные отложения; 10 – верхняя юра-нижний мел, туфогенно-осадочные отложения; 11 – верхний палеозой, плагиограниты; 12 – Вургувеемский ультабазит-габбровый массив; 13 – нижний мел, граниты; 14 – габбро-пироксениты; 15 – разломы.

ми терригенными и вулканогенно-осадочными комплексами, а также офиолитами *(Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1994)*. Считается, что здесь широко развиты островодужные образования позднего палеозоя – мезозоя *(Парфенов, 1984; Богданов, Тильман, 1992; Парфенов и др. 1993)*.

Анюйско-Чукотский складчатая система *(Тильман, 1973)* включает несколько террейнов *(Nokleberg et al., 1994)*. Чукотский террейн сложен палеозойскими и мезозойскими существенно терригенными отложениями пассивной континентальной окраины. Для триасовых турбидитов фиксируется южное, юго-западное (координаты современные) направление сноса терригенного материала *(Морозов, 2001, Тучкова, 2009)*. Вельмайский террейн объединяет пространственно разрозненные выходы вулканитов, терригенных и кремнистых пород с фауной верхнего триаса, а также небольшие тела ультрабазитов, габбро и плагиогранитов *(Парфенов и др., 1993)*. Восточно-Чукотский террейн сложен метаморфическими образованиями протерозоя с палеозойским осадочным чехлом. Они имеют отчетливое сходство с комплексами п-ова Сьюард (Аляска) и рассматриваются как единый террейн *(Nokleberg et al, 1994)*.

ЮАС принято было рассматривать как структуру, возникшую после закрытия рифтогенного позднемезозойского океанического бассейна (геосинклиналь), разделявшего Азию и Гиперборейскую плиту *(Радзивилл, 1964; Сеславинский 1970; Тильман, 1973; Довгаль и др., 1975; Красный, 1973)*. Позднее предполагалось, что ЮАС маркирует след позднемезозойского океана, разделявшего Евразию и Арктиду *(Зоненшайн и др., 1990)*, Евразию и Северную Америку *(Натальин, 1984; Парфенов, 1984)*, Евразию и континентальный блок Беннет-Боровия *(Natal'in et al., 1999)*, и представлявшего собой крупный залив Мезопацифики. При этом большинство исследователей писали о позднеюрском – раннемеловом возрасте Южно-Анюйского океанического бассейна. Высказывалось также предположение о позднепалеозойском времени его заложения *(Лычагин и др., 1991; Соколов и др., 1997)*.

Офиолиты являются характерным элементом тектонических сутур. Помимо Алучинского и Вургувеемского (Громадненско-Вургувеемский) массивов офиолитов, расположенных вдоль южной границы ЮАС, небольшие фрагменты офиолитов известны в пределах Полярнинского поднятия. Возраст офиолитов, их природа, а также само их присутствие долгое время дискутировались. После работ *(Пинус, Стерлигова, 1973; Тильман и др., 1977; Сеславинский, 1979; Натальин, 1984; Парфенов, 1984)* возобладала точка зрения о существовании в пределах Южно-Анюйской сутуры позднемезозойских офиолитов. Позднее появились данные о присутствии как палеозойских, так и мезозойских офиолитов *(Лычагин и др., 1991; Гедько, 1991; Драчев, Савостин, 1993; Sokolov et al., 2002; Оксман и др., 2003)*. Более детальные исследования позволили установить надсубдукционную природу Вургувеемского и Алучинского офиолитовых массивов *(Ганелин, 2001)*. Было доказано сложное гетерогенное строение Алучинских офиолитов, в составе которых выделены комплексы задугового бассейна позднетриасового возраста *(Ганелин и др., 2003)*

Южно-Анюйская сутура

ЮАС прослеживается более чем на 1600 км от восточной части моря Лаптевых на юго-восток через северную часть Приморской депрессии *(Русаков, Виноградов, 1969; Спектор, 1981)* и далее в верховья р. Большой Анюй (рис. 1, 2).

Пространственные ограничения ЮАС до сих пор четко не определены. Одни исследователи относят к ЮАС только позднемезозойские существенно терригенные отложения и приуроченные к ним офиолиты Полярнинского поднятия и о-ва Большой Ляховский *(Радзивилл, 1964; Довгаль и др., 1966; Сеславинский, 1970; Натальин, 1984; Парфенов, 1984; Драчев, Савостин, 1993; Кузьмичев, 2009)*. Другие – значительно расширяют границы ЮАС и относят к ней также палеозойско-нижнемезозойские вулканогенно-осадочные комплексы и палеозойские офиолиты южного обрамления *(Гедько и др., 1991; Лычагин и др., 1991),* которые другими исследователями *(Тильман и др. 1977; Тильман, Богданов, 1992)* относятся к Алазейско-Олойской складчатой системе.

На юго-востоке ЮАС перекрыта альбско-верхнемеловыми вулканогенными образованиями ОЧВП и дальнейшее ее продолжение на восток проблематично *(Натальин, 1984; Богданов, Тильман, 1992; Зоненшайн и др., 1990)*. Обычно ее продолжением (см. рис. 1) принято считать редкие выходы ультрабазитов, габброидов и вулканогенно-кремнисто-терригенных пород в районе зал. Креста и Колючинской губы *(Натальин, 1984; Парфенов, 1984)*.

ЮАС сложена, главным образом, сложно дислоцированными терригенными отложениями, включающими тела базальтов и кремней, которые относились к верхней юре – нижнему мелу *(Радзивилл, 1964; Довгаль и др., 1966; Сеславинский, 1970; Тильман, 1973; Натальин, 1984; Парфенов, 1984)*. Однако в ряде мест в литологически сходных терригенных породах была найдена фауна верхнего триаса *(Бычков, Соловьев, 1992)*. Эти находки ставят под сомнение столь широкое распространение верхнеюрско-нижнемеловых отложений и требуют ревизии возраста терригенных отложений и более детального стратиграфического расчленения.

Стадухинский сегмент занимает центральное положение и на особенностях его геологического строения основаны существующие представления о тектонике ЮАС. В его пределах выделяются структурно-вещественные комплексы, слагающие систему круто залегающих тектонических пластин (рис. 2, 3).

Комплекс терригенных пород (Устиевский комплекс) занимает самое нижнее структурное положение и состоит из чередующихся пачек флиша и пачек глинистых сланцев с карбонатно-сульфидными конкрециями и прослоями известковистых песчаников. Обломочный материал представлен кварцем (70-90%), полевыми шпатами и в меньшем количестве – осадочными породами и пироксенами. Замеры устойчивой системы линейных гиероглифов – следов придонных течений свидетельствуют, что транспорт обломочного материала турбидитов шел с севера на юг (координаты современные). Ранее эти отложения относились к верхней юре-нижнему мелу *(Радзивилл, 1964; Сеславинский, 1970; Натальин, 1984)*. Однако породы, содержащие фауну верхней юры-нижнего мела, отличаются более полимиктовым составом песчаников *(Тучкова, 2009)*. На основании редких находок раковин Monotis, Otapiria и конодонтов толщу относят к норийскому ярусу верхнего триаса *(Шеховцов, Глотов, 2001; Sokolov et al., 2002)*.

Турбидитовый комплекс сложен ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Горизонты турбидитов чередуются или фациально замещаются горизонтами тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями песчаников. Песчаники имеют полимиктовый состав. В северной части расположены пластины, которые сложены вулканомиктовыми турбидитами с примесью туфогенного материала и горизонтов олистостромов

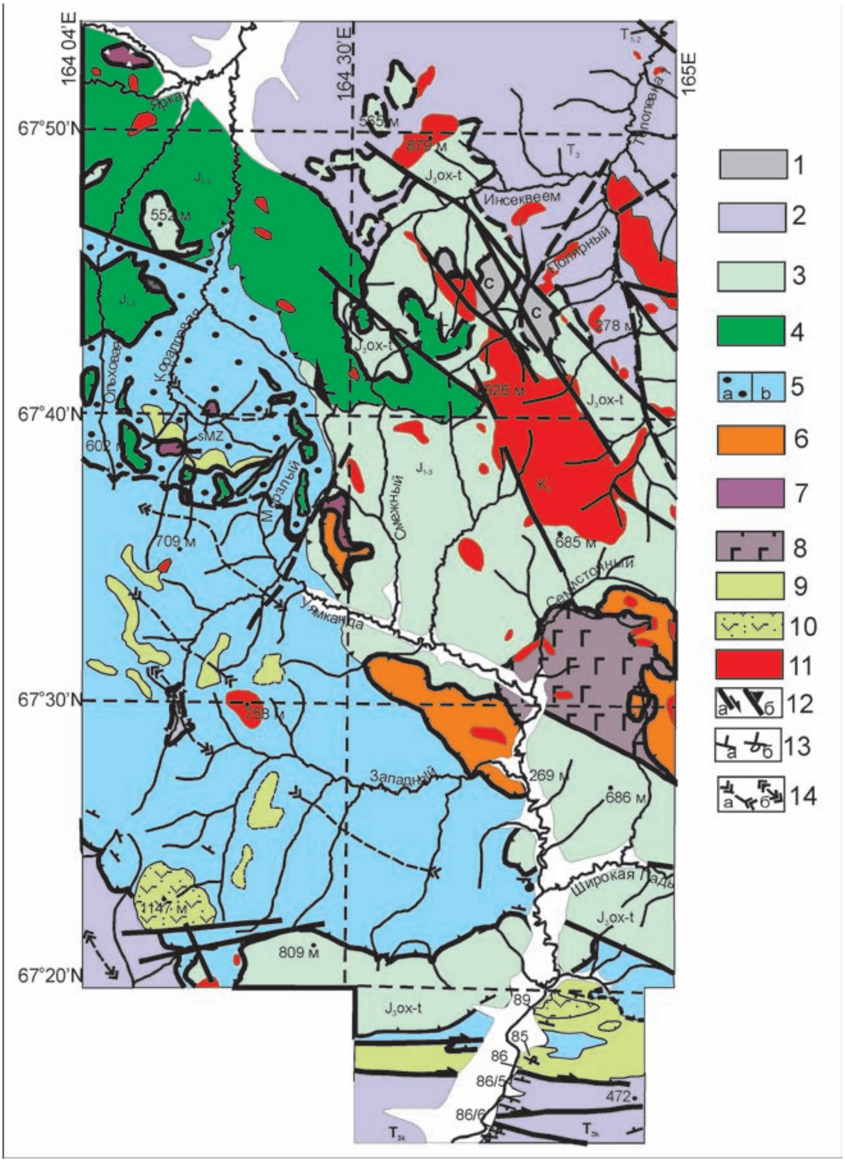


Рис. 4 Геологическая карта Полярнинского поднятия

1 – вулканиты и известняки, нижний карбон; 2 – субаркозовые турбидиты, триас; 3 – вулканогенно-осадочные отложения, верхняя юра-нижний мел (Кульполнейский комплекс); 4 – базальт –кремнистая ассоциация, бат-киммеридж (Быстрянский комплекс); 5 –турбидиты (а), микститы (б), верхняя юра-нижний мел (Южно-Гремучинский комплекс); 6 – базальты и кремни неустановленного возраста; 7 – офиолиты; 8 – ультрабазит-габбровый комплекс (Уямкандинский массив); 9 – терригенные отложения, готерив- баррем; 10 – вулканогенно-осадочные отложения, верхний мел; 11 – граниты; 12 – сдвиги (а), надвиги (б); 13 – нормальное (а) и опрокинутое (б) залегание пород; 14 – оси синформ (а) и антиформ (б).

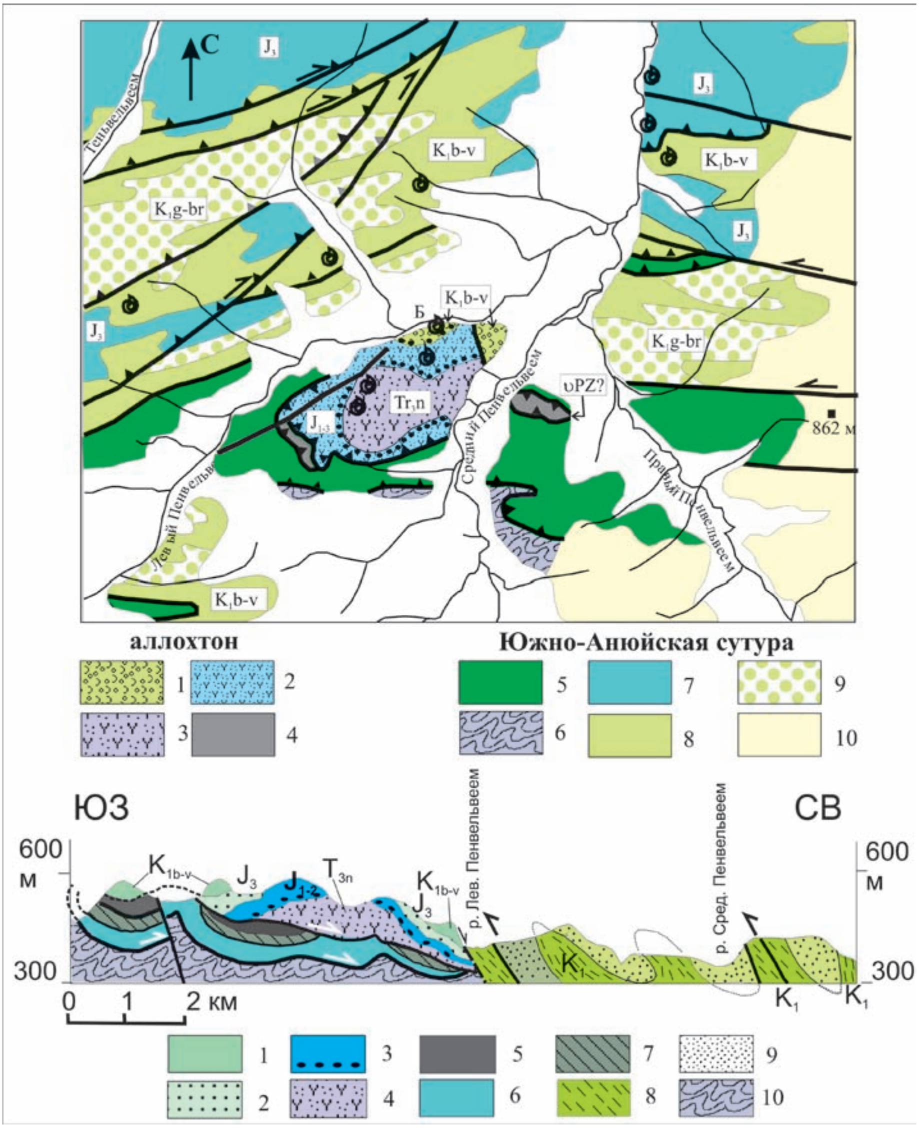


Рис. 5. Геологическая карта и профиль Пенвельвеемского поднятия. Условные обозначения к карте. 1-3 вулканогенно-осадочные отложения: 1 – берриас-валанжин; 2 – юра; 3 – верхний триас; 4 – габбро, плагиограниты; 5-9 – Южно-Анюйская сутура: 5 – турбидиты, микститы, базальты, кремни, зеленые сланцы; 6 – терригенный комплекс, верхний триас; 7 – турбидиты, верхняя юра; 8 – турбидиты, валанжин; 9 – терригенные породы, готерив-баррем; 10 – вулканогенно-осадочные образования ОЧВП. Условные обозначения к профилю: 1 – берриас-валанжин; 2 – верхняя юра; 3 – нижняя и средняя юра; 4 – вулканогенно-осадочные отложения, верхний триас; 5 – габбро и плагиограниты; 6 – турбидиты, микститы, базальты, кремни; 7 – зеленые сланцы; 8 – турбидиты; 9 – обломочные породы; 10 – терригенные породы, триас.

с олистолитами и мелкими обломками эффузивов и туфов основного и средне-кислого состава. Более грубый состав турбидитов, обилие вулканогенного материала среди обломков позволяют рассматривать эти отложения как проксимальные образования фронтальной части дуги. Возраст турбидитов определяется находками фауны волжского – валанжинского ярусов *(Шеховцов, Глотов, 2001)*. Соотношения между терригенным и турбидитовым комплексами тектонические. Нельзя исключить, что первоначальные их взаимоотношения были стратиграфическими.

Вулканогенно-терригенный (Теньвельский комплекс) сложен ритмично переслаивающимися алевролитами интенсивно рассланцованными, полимиктовыми песчаниками и граувакками. Отдельные горизонты представлены турбидитами. Среди терригенных пород встречаются подушечные базальты, пикритобазальты, разнообломочные туфы и туффиты основного состава. Геохимические данные позволяют предположить, что пикритобазальты формировались в обстановке растяжения над зоной субдукции *(Sokolov et al., 2002)*. Вероятно, данная ассоциация пород образовалась во фронтальной (дистальной) части островной дуги.

Базальт-кремнистый (Быстрянский комплекс) слагает южные пластины, которые тектонически перекрыты Вургувеемскими габброидами. Фрагменты разрезов отдельных пластин различаются по количеству и мощности базальтовых потоков, присутствию или отсутствию кремнистых пород (в том числе красных плитчатых радиоляритов), наличию линз и межподушечных включениий карбонатного материала. Пластины разделены зонами терригенного меланжа, содержащими *(in situ)* пепловые туфы кислого состава.

Пиллоу базальты и диабазы по петрохимическим характеристикам близки к толеитовым базальтам СОХ либо задуговых бассейнов *(Sokolov et al., 2002)*. Из кремней выделены радиолярии Haliodictya cf. Hojnosi Riedel et Sanfilippo, Stichocapsa convexa Yao, Williriedellum sp., Zhamoidellum sp., характерные для байоса-киммериджа (определения Н.Ю. Брагина, Геологический институт РАН, Москва).

Терригенный аккреционный меланж (Южно-Гремучинский комплекс) сложен в различной степени тектонизированным терригенно-туфогенным матриксом с олистолитами и глыбами различных размеров базальтов, андезитов, кремнистых пород, габброидов и плагиогранитов, сходных с породами Вургувеемских офиолитов, а также разнообразных терригенных пород. Эффузивы представлены как базальтами СОХ, так и умеренно титанистыми высокоглиноземистыми толеитовыми базальтами, андезитами и андезидацитами островодужного типа. Глыбы в меланже группируются в линзы и прерывистые цепочки, в которых преобладают однотипные по составу породы.

В составе меланжа выделяются слои с подводно-оползневыми текстурами, следами перемыва придонными течениями, а также горизонты обломочных, грязекаменных потоков и турбидитов. В тектонических клиньях терригенных пород обнаружена фауна оксфорд-волжского и берриас-валанжинского возраста *(Радзивилл, 1964; Радзивилл, Радзивилл, 1975; Шеховцов, Глотов, 2001)*. Литологически сходные породы присутствуют и в матриксе терригенного меланжа. На этом основании можно предполагать позднеюрско-валанжинский возраст матрикса. Терригенный меланж в различной степени тектонизирован и местами динамометаморфизован до зеленосланцевой фации. Причем отмечены признаки конседиментационной тектонизации осадков. В нем широко проявлены структуры, свойственные аккреционным терригенным меланжам

(Cowan, 1985; Moore and others, 1985): C-S тектониты, структуры типа «broken formation», «block-in-matrix» и другие. Литологические и структурные признаки позволяют сопоставить эти образования с терригенными меланжами аккреционного типа.

Вулканогенный (Кульполнейский комплекс) обнажается в бассейне р. Кульполней и сложен, главным образом, вулканитами дифференцированного состава от базальтов до андезидацитов и их пирокластическими образованиями. Среди эффузивов встречаются маломощные линзовидные прослои туфов, туфосилицитов, кремнисто-глинистых пород. Важно, что вулканогенный комплекс стратиграфически наращивает турбидиты ЮАС. Вероятны также фациальные переходы между верхней частью турбидитового разреза и нижней частью вулканогенного комплекса. На этом основании можно предполагать позднеюрско-раннемеловой возраст вулканогенного комплекса. Вулканиты имеют известково-щелочную и субщелочную тенденции и образовались в островодужной обстановке.

Структурно выше распространен комплекс субконтинентальных эффузивов средне-кислого состава и туфотерригенных пород, стратиграфическое положение которых проблематично. Они либо венчают верхнеюрско-нижнемеловой островодужный разрез, либо принадлежат к вулканогенному заполнению наложенной Нутесынской депрессии мел-палеогенового возраста *(Шеховцов, Глотов, 2001)*. Вопрос о фундаменте Кульполнейского комплекса остается открытым. Большинство исследователей *(Натальин, 1984; Парфенов, 1984; Тильман, Богданов, 1992; Морозов, 2001)* считают, что она образовалась на краю Чукотского микроконтинента. Однако прямых взаимоотношений с терригенными породами чехла Чукотского террейна в данном пересечении не наблюдалось. Более того, вдоль границы триасовых отложений Чукотского террейна и Кульполнейского комплекса есть тектонические клинья нижнеюрских песчаников и алевролитов, полимиктовый состав которых отличается от отложений чехла Чукотского террейна.

Полярнинское поднятие расположено в западной части чукотского отрезка ЮАС (рис. 4) в бассейне рек Ангарка, Уямканда, Ургувеем, где встречаются вулканиты и известняки карбона (базальт-кремнисто-карбонатный комплекс), вулканогенно-осадочные образования оксфорд-киммериджа, микститы с блоками перидотитов и амфиболитов (Мерзлый комплекс), базальт-кремнистая ассоциация. Складчато-надвиговые структуры с несогласием перекрыты полимиктовыми терригенными отложениями готерив-барремского возраста, которые деформированы разломами южной вергентности и представляют собой нижний неоавтохтон. Выше несогласно залегают альбские субаэральные эффузивы верхнего неоавтохтона.

В северном обрамлении поднятия развиты триасовые терригенные отложения Анюйско-Чукотской складчатой системы (относительный автохтон), которые тектонически перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями с телами серпентинитов *(Соколов и др., 2001, Бондаренко, 2004)*. Автохтон и аллохтон прорваны гранитоидами альба-сеномана, которые можно рассматривать в качестве «сшивающих» интрузий (120–115 млн. лет, K\Ar датировки по данным геологосъемочных работ Билибинского АГГГП).

Базальт-кремнисто-карбонатный комплекс занимает нижнее структурное положение и в его составе выделяется две толщи. Нижняя толща (базальт-кремнисто-карбонатная) сложена потоками подушечных и массивных преимущественно афировых базальтов с линзами красных яшмоидных кремней. Нижняя часть видимого разреза практически лишена кремней и содержит многочисленные дайки и силлы диабазов. В верхней части разреза присутствуют редкие прослои мощностью до 1–2 м. серых, черных и зеленоватых кремней. Кремни содержат мелкие перекристаллизованные неопределимые остатки радиолярий. В верхней части разреза также встречаются «закатанные» в базальтовые потоки валуны и глыбы известняков размером до 1 м. в поперечнике. Нередко они образуют прерывистые по простиранию тела со стратиграфическими контактами, которые бронируют базальт-кремнистую ассоциацию.

Выше залегает верхняя толща, сложенная массивными потоками и субвулканическими телами среднего и кислого состава. Эффузивы содержат глыбы и валуны известняков. В современной структуре нижний контакт толщи тектонический с линзовидными телами серпентинитов и зеленых сланцев *(Соколов и др, 2006)*.

В известняках были обнаружены остатки кораллов *Faberophyllum, Turbophyllum* и *Caniophyllum* нижнего карбона *(Сизых и др., 1977)*. Надо отметить, что взаимоотношения известняков с вулканитами не всегда ясны. В одних местах наблюдается стратиграфический контакт *(Бондаренко, 2004)* или известняки содержат обломки вулканитов *(Лычагин и др., 1997)*. В других случаях нельзя исключать, что некоторые тела образуют переотложенные (олистостромовые) горизонты среди более молодых по возрасту вулканитов.

Вулканиты характеризуются значительной степенью вторичных изменений и по геохимическим данным близки в базальтам СОХ или задуговых зон спрединга. Остается неясным вопрос об обстановке формирования верхней толщи, содержащей глыбы известняков. Наличие в ее составе вулканитов среднего и кислого состава с определенной долей условности указывают на островодужный генезис. В пользу этого заключения свидетельствуют также данные П.П. Лычагина (1997), который отнес их к натриевой ферробазальт-исландит-риолитовой формации

Вулканогенно-осадочная толща (Кульполнейский комплекс) является основным структурно-вещественным комплексом Полярнинского поднятия и занимает верхнее структурное положение (рис. 3). Контакт с нижележащими каменноугольными отложениями представлен дислоцированной и достаточно полого залегающей зоной милонитизации и катаклаза, к которой приурочены линзовидные тела серпентинизированных габброидов, ультрабазитов, а также зеленых сланцев. На водоразделе к северу от долины р. Инсексвеем породы комплекса залегают структурно выше субаркозовых турбидитов триаса, которые всеми исследователями рассматриваются как элемент Анюйско-Чукотской складчатой системы *(Тильман, 1973; Парфенов, 1984; Sokolov et al., 2002 и др.)*. Тектоническая природа контакта выражена зонами окварцованных милонитов, интенсивно деформированными терригенными породами и зелеными сланцами.

Вулканогенно-осадочный комплекс сложен потоками подушечных и массивных, часто миндалекаменных, с вкрапленниками полевых шпатов или темноцветных минералов базальтов, андезитов и андезидацитов. Эффузивы чередуются в разрезе с граувакковыми и туфотерригенными отложениями с остатками раковин Buchia, свидетельствующими о оксфорд-кимmериджском возрасте отложений *(Сизых и др., 1977)*. Суммарная мощность вулканогенно-терригенной толщи превышает 1200 м. Эти образования имеют сходство с Кульпольнейским комплексом, формирование которого происходило в условиях энсиматической островной дуги киммеридж-титонского возраста *(Sokolov et al., 2002;.Бондаренко, 2004).*

Микститовый комплекс ручья Мерзлый. В эго-западной части Полярнинского поднятия в верховьях рек Уямканда (бассейн руч. Мерзлый), Ольховая и Коралловая обнажается сложно деформированный комплекс (рис. 3), представленный терригенными породами, олистостромами, подушечными афировыми базальтами с линзами красных яшмоидных кремней и пачками буро-красных глинисто-кремнистых пород, амфиболитами и перидотитами.

Олистостромовая ассоциация состоит из флишевого матрикса с примесью пирокластического материала, в различной степени насыщенного обломками и глыбами размером от долей сантиметра до многих десятков и первых сотен метров в поперечнике. Олистолиты представлены красными, зелеными и серыми кремнями, кремнисто-глинистыми, терригенными, метаморфическими породами, базальтами, андезитами, дацитами, плагиогранитами, габброидами, диабазами. Эти образования сходны с Южно-Гремучинским комплексом, развитым в Стадухинском сегменте *(Шеховцов, Глотов, 2001; Sokolov et al., 2002).* Геохимические данные по базальтам свидетельствуют об их океанической природе, а находки радиолярий позволяют датировать возраст комплекса как юрский, докиммериджский *(Бондаренко, 2004).*

Помимо олистолитов встречаются отдельные разрозненные выходы пород дезинтегрированной офиолитовой ассоциации (базальты, кремни, перидотиты, габбро, дайки), слагающие самостоятельные чешуи и пластины и занимающие верхнее структурное положение *(Бондаренко, 2004).*

Базальт-кремнистый комплекс включает две разновидности кремнистых пород, отличающиеся литологическими особенностями. В первой разновидности присутствуют сургучно-красные глинистые кремни, зеленоватые и серовато-зеленые кремни, которые по данным М.И. Гедько (1991 г.) охарактеризованы радиоляриями ранней и средней юры (определения выполнены В.С. Вишневской, ГИН РАН). Во второй разновидности присутствуют кирпично-красные кремни, содержащие мелкие радиолярии плохой сохранности, а также черные фтанитоподобные кремни. Возраст второй разновидности базальт-кремнистого комплекса неясен.

Офиолитовый комплекс представлен серпентинизированными ультрабазитами, габброидами, диабазовыми дайками и силлами. В свое время оба комплекса были отнесены к позднемезозойской офиолитовой ассоциации *(Пинус, Стерлигова, 1973).* Офиолитовые аллохтоны слагают тектонических останцы, представляющие собой опрокинутые на север синформы, что подтверждается наличием опрокинутых разрезов офиолитов в правобережье р. Уямканда, ниже устья руч. Мерзлый *(Бондаренко, 2004).* В подошве пластин иногда встречаются линзовидные тела метаморфических пород: зеленых сланцев, амфиболитов, гранатовых амфиболитов. Возраст роговой обманки из гранатовых амфиболитов на водоразделе рек Уямканда – Коралловая составляет 239,13.8 млн. лет (Ar-Ar метод, определения П. Лейера в Университете г. Фэрбенкс).

Уямкандинский ультрабазит-габбровый массив расположен в бассейне верхнего течения р. Уямканда. Геологическое строение, состав и тектоническое положение массива рассмотрены в работах *(Пинус, Стерлигова 1973; Сурнин, Округин, 1989; Лычагин и др, 1992)*, авторы которых придерживаются различных мнений.

Г.В.Пинус, В.Е. Стерлигова (1973) включали породы Уямкандинского массива в состав выделенного ими пояса альпинотипных гипербазитов ЮАС. А.А.

Сурнин и А.В. Округин (1989) связывали становление пород массива с дифференциацией «единой пикритовой магмы» и высказывали мнение о принадлежности пород массива к позднеюрской вулкано-плутонической ассоциации пород толеитовой серии. П.П. Лычагин с соавторами (1992) рассматривает Уямкандинский массив как концентрически-зональное тело ультрамафит-мафитового состава, в строении которого выделяются комплексы двух фаз внедрения. Первая фаза соответствует габбро, а вторая фаза сложена расслоенной серией ультраосновного и основного состава. Предполагается позднеюрско-раннемеловой возраст Уямкандинского массива.

Пенвельвеемское поднятие расположено в восточной части ЮАС (рис. 5), где слагающие его автохтонные и аллохтонные комплексы погружаются под пологозалегающие вулканогенно-осадочные образования Охотско-Чукотского вулканогенного комплекса. Автохтон сложен терригенными породами, имеющими сходство с триасовыми отложениями чехла Чукотского микроконтинента и верхнеюрско-нижнемеловыми полимиктовыми отложениями Турбидитового комплекса. Аллохтон состоит из двух частей, ограниченных надвигами северной вергентности (рис. 4). Складчато-надвиговая структура с угловым несогласием перекрыта эффузивами альба-сеномана.

В пределах Пенвельвеемского сегмента реконструируется сложная складчато-надвиговая структура. Здесь выделяются элементы структур северной и южной вергентности. В пользу надвигового (покровного) стиля тектоники Пенвельвеемского сегмента свидетельствует факт пространственного совмещения разрезов, свойственных Алазейско-Олойской складчатой системе и разрезов, типичных для ЮАС.

Отложения автохтона представлены туфотерригенными и полимиктовыми турбидитами. Для верхней юры характерно тонкое ритмичное переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, содержащих горизонты туфосилицитов. Это достаточно глубоководные отложения. Нижнемеловые отложения представлены проксимальным полимиктовым флишем берриас-валанжина. Выше залегают более мелководные отложения, состоящие из многометровых пластов и пачек полимиктовых песчаников с текстурами волнистой и косой слоистости, хорошо развитыми гиероглифами и пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов готерив-барремского возраста.

Нижняя часть аллохтона состоит из чешуй, сложенных породами базальт-кремнистой ассоциации и турбидитами, сходными с гремучинским комплексом. Выше расположены габбро, плагиограниты и зеленые сланцы. Габбро и плагиограниты по составу близки с палеозойским Вургувеемским офиолитовым массивом, расположенным на границе ЮАС и Яракваамского террейна.

Верхняя часть аллохтона представляет собой антиформу, крылья которой сложены юрско-валанжинскими, а ядро – позднетриасовыми вулканогенно-терригенными образованиями, типичными для островодужных разрезов Яраквaамского террейна Алазейско-Олойского складчатой зоны. Верхнетриасовые, юрские и валанжинские отложения содержат разнообразную фауну.

Внутренняя структура

Первые детальные структурные наблюдения в пределах ЮАС были сделаны Б. А. Натальиным *(Натальин, 1984)*, который выделил в пределах Стадухинского сегмента разновозрастные надвиговые и сдвиговые деформации. Структурные наблюдения авторов данной статьи были проведены в трех перечисленных выше сегментах и позволили выделить четыре этапа тектонических деформаций.

Деформации первого этапа зафиксированы в габброидах Вургувеемских офиолитов (рис. 6). Они представлены изоклинальными складками F1, которые приурочены к зонам динамометаморфизма и фиксируются в апогаббровых амфиболовых кристаллических сланцах (рис. 6В). Оси складок ориентированы субширотно. Тектонический транспорт был направлен с юга на север. На рисунке 6А показаны деформации жил плагиогранитов, сопровождавшие этот транспорт. Поскольку плагиограниты имеют позднепалеозойский возраст *(Палымский, Палымская, 1975)*, эти деформации имели место позднее. Возможно, они произошли в результате аккреции Алучинских офиолитов, которая маркируется трансгрессивным залеганием верхнетриасовых конгломератов.

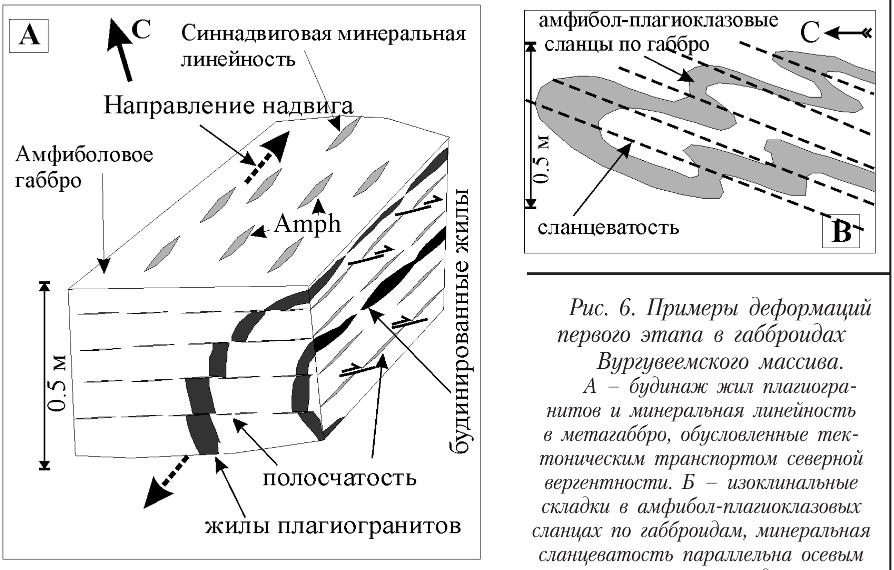


Рис. 6. Примеры деформаций первого этапа в габброидах Вургувеемского массива. *А – будинаж жил плагиогранитов и минеральная линейность в метагаббро, обусловленные тектоническим транспортом северной вергентности. Б – изоклинальные складки в амфибол-плагиоклазовых сланцах по габброидам, минеральная сланцеватость параллельна осевым плоскостям складок.*

Деформации второго этапа. В аккреционном меланже, верхнетриасовом терригенном комплексе и в верхнеюрско-нижнемеловых турбидитах развиты напряженные, в том числе изоклинальные складки (рис. 7) северной вергентности и кренуляционный кливаж осевой плоскости. Кливаж интенсивно деформирован. Их осевые поверхности круто погружаются на юг. Еще более интенсивные деформации отмечаются в зонах динамометаморфизма вплоть до формирования структур пластических C-S тектонитов. Деформации второго этапа могут быть связаны с субмеридиональным сжатием. Нижний возрастной предел описываемых деформаций определяется тем, что они затрагивают верхнеюрско-валанжинские породы и терригенный меланж раннемелового возраста. Эти деформации могли быть связаны с ранним этапом коллизии.

Деформации третьего этапа распространены в ЮАС и ее ближайшем обрамлении. Характерны складки и надвиги южной вергентности (рис. 8А). Во многих местах они затушевывают деформации второго этапа. Природа этих деформаций неясна и по времени они близки или происходили одновременно с субвертикальными правыми сдвигами субширотного и запад-северо-западного простирания. Для сдвиговых деформаций характерны конические складки слоистости и раннего кливажа преимущественно с субвертикальными осями (рис. 8, стереограммы Б, В, Г, нижняя полусфера). Оси будин ориентированы преимущественно субвертикально (рис. 8, стереограмма Г). Чрезвычайно широко распространены правосдвиговые C-S структуры. Z-образные будины с субвертикальной длинной осью фиксируются на всех масштабных уровнях. Это иллюстрируется Z-образной формой массива Вургувеемских офиолитов (рис. 9). Верхний возрастной предел проявления деформаций правых сдвигов определяется тем, что они фиксируются в породах верхнеюрско-нижнемелового турбидитового комплекса.

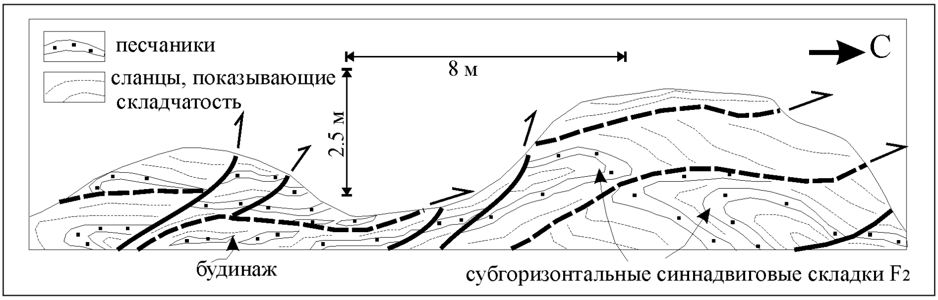


Рис. 7. Примеры складчато-надвиговых деформаций второго этапа в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях.

Деформации четвертого этапа связаны с субширотными хрупкими левыми сдвигами, которые зачастую наследуют более ранние поверхности сместителей. К зонам левых сдвигов приурочены напряженные конические складки с субвертикальными осями. Мощность зон интенсивных дислокаций составляет первые десятки метров. В доменах между этими зонами деформации проявлены в виде флексурных изгибов слоев и разряженной системы трещин отрыва.

Левые сдвиги деформируют альб-сеноманские породы ОЧВП. С ними сопряжены сдвиго-сбросы северо-северо-восточного простирания, к которым приурочены пояса верхнемеловых даек. Эта система разломов на отдельных участках определяет положение гидросети, а к их пересечениям приурочены четвертичные депрессии ромбовидной формы.

Тектоническая история

Новые данные о возрасте офиолитов и пелагических базальт-кремнистых ассоциаций ЮАС и Алазейско-Олойской складчатой системы свидетельствуют о существовании палеозое и мезозое Прото-Арктического океанического бассейна. Этот бассейн разделял Сибирский и Северо-Американский континенты. Время заложения и ранняя история этого бассейна неизвестны. На существование океанического бассейна в позднем палеозое указывают Алучинские и Вургувеемские офиолиты, возраст метаморфизма которых 312,2±11,1 млн. лет (Бондаренко и др., 2003) и плагиогранитов 320 (Ar-Ar метод, Кораго, 2000) и 252, 207 и 147-179 млн. лет (K-Ar метод, Палымская, Палымский, 1975). Роговая обманка в диабазах и габбро-диабазах дайкового комплекса Алучинского массива датируется соответственно 226.6±10,5 и 220±3.9 млн. лет *(Бондаренко и др., 2003)*. Формирование дайкового комплекса в обстановке задугового спрединга свидетельствует о существовании в это время зоны перехода континента – океан западно-тихоокеанского типа. Наиболее молодыми пелагическими осадками являются кремни байос-киммериджа, которые ассоциируют с океаническими базальтами *(Sokolov et al., 2002)*.

В палеозое Прото-Арктический бассейн через Таймыр мог быть связан с Палеоуральским океаном. В позднем палеозое закрылся Полярно-Уральский океан. Тогда же, вследствие коллизии Сибири и Карского микроконтинента, перестал существовать Таймырский бассейн *(Верниковский, 1996)*.

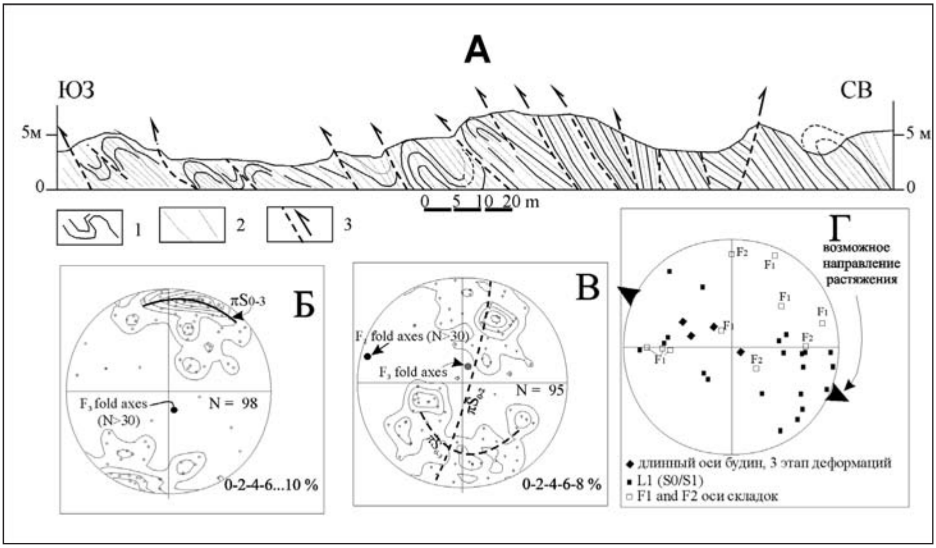


Рис. 8. Примеры деформаций 3-его этапа.
А – Южной вергентности изоклинальные складки и надвиги в триасовых отложениях Стадухинского сегмента. 1 – слоистость и полосатость; 2 – кливаж осевой плоскости; 3 – разломы. Б – положение полюсов деформированного древнего кливажа в верхнетриасовых и верхнеюрских породах (конические складки F3). В – полюса слоистости в верхнетриасовых и верхнеюрских породах, показывающие 2 этапа деформаций: S0-2 – пояс полюсов цилиндрических надвиговых складок 2-го этапа деформаций; S0-3 – пояс полюсов для более поздних конических складок с субвертикальными осями 3-го этапа сдвиговых деформаций. Г – ориентация осей складок и длинных осей будин.

Относительно восточного продолжения океанического бассейна существуют разные точки зрения. Большинство исследователей *(Парфенов, 1984; Зоненшайн ид р., 1990; Тильман, Богданов, 1992)* считают его заливом Палео-Пацифики. Авторы данной статьи предполагают, что, начиная, по крайней мере, с позднего палеозоя, конвергентная граница отделяла Прото-Арктический бассейн от Северо-Западной Пацифики *(Соколов и др., 1997)*. Вдоль конвергентной границы располагались энсиматические островные дуги, Одним из примеров является Яраквaамский террейн, где надсубдукционные габброиды Вургувеемского массива пространственно связаны с островодужными образованиями раннекаменноугольного и пермского возрастов.

Широкое проявление в позднем палеозое – раннем мезозое островодужного магматизма в Алазейско-Олойской складчатой системе, следы тектонических деформаций в офиолитах хр. Черского *(Оксман, 2000)* и доколлизионные деформации Вургувеемского массива свидетельствуют о сокращении площади этого бассейна. В предпозднетриасовое время произошла амальгамация островодужных (Яраквaамский, Алучинский, Алазейский и др.) террейнов. Об этом свидетельствуют конгломераты верхнего триаса несогласно залегающие на офиолитах и содержащие их обломки. На новообразованном гетерогенном фундаменте заложилась Алазейско-Олойская островная дуга (поздний триас – нижняя юра), которая обрамляла с юга (в современных координатах) Прото-Арктический океанический бассейн. Появление дайковых серий в Алучинских офиолитах в обстановке задугового растяжения свидетельствует о существенных тектонических перестройках в структурах, связанных с конвергентной границей.

Анализ палеомагнитных данных, выполненный А.Н. Диденко *(Соколов и др., 1997)*, показывает, что террейны Колымской петли располагались в едином мегаблоке с Сибирской плитой, начиная, по крайней мере, со среднего девона. До средней юры эти террейны не имели жестких связей с Сибирью, но испытываемые ими движения имели близкие кинематические параметры. В постсреднеюрское время указанные блоки вошли в состав Евразийской плиты. По геологическим данным в среднеюрское время произошла амальгамация

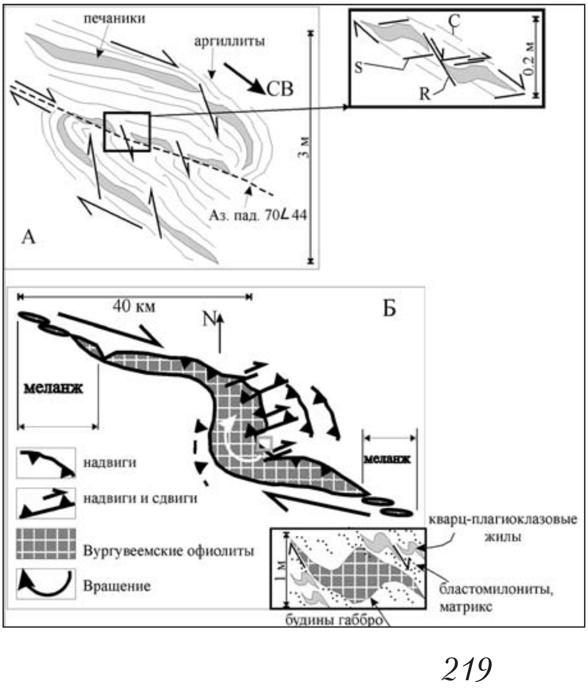


Рис. 9. Примеры правосторонних сдвигов 3-го этапа деформаций. А – в мезозойских отложениях Южно-Анюйской сутуры. На врезке показаны C-S тектониты. R и S – структуры риделя, C – поверхности смещений. Б – Характер деформаций Вургувеемского массива офиолитов.

террейнов Колымской петли в единый Омолонский супертеррейн *(Парфенов и др., 1993)* и обдукция офиолитов в хр. Черского *(Оксман, 2000)*.

Вдоль новообразованного края Азиатского континента в поздней юре закладываются новые конвергентные границы. На границе с Пацификой на гетерогенном фундаменте возникла Удско-Мургальская конвергентная граница *(Соколов и др., 1997, 1998)*, которая по геологическим данным прослеживается в южную часть Чукотского полуострова *(Морозов, 2001)* и на Южную Аляску *(Togiak terrane, Decker and others, 1994)*. Эта конвергентная граница отделяла Южно-Анюйский бассейн от Пацифики.

В поздней юре–раннем мелу на границе Азиатского континента с Южно-Анюйским бассейном образовалась Святоносско-Олойская островная дуга *(Натапов, Сурмилова, 1988)*, частью которой является Вукваамский островодужный разрез. В оксфорд-киммеридже действовала энсиматическая Кульполнейская островная дуга. Можно предполагать, что в это время океаническая кора Южно-Анюйского бассейна активно поглащалась, что привело к быстрому его закрытию. Начиная с волжского времени океанический бассейн заполнялся терригенными отложениями с большим количеством турбидитов. Столкновение Чукотки и Евразии завершилось в конце раннего мела, что совпадает по времени с началом спрединга в Канадском бассейне *(Embry, Dixon, 1990; Grantz et al., 1990)*. После коллизии к северу от ЮАС образовалась Нутесынская, а к югу – Айнахкургенская орогенные впадины, выполненные вулканогенно-осадочными отложениями апт-альбского возраста. Здесь следует подчеркнуть, что синхронность тектонических событий растяжения и спрединга в Амеразийском бассейне с коллизионными событиями, деформациями и перестройками структурного и седиментационного планов в ЮАС.

Рис. 10. Палеогеодинамический профиль для поздней юры-раннего мела. 1-3 – континентальная кора: 1 – Северо-Азиатского континента; 2 – Северо-Американского континента; 3 – аккреционная кора Верхояно-Колымской складчатой области; 4 – океаническая литосфера; 5 – окраинно-континетальный вулканический пояс; 6 – энсимтаическая дуга; 7 – аккреционная призма.

Предлагаемый сценарий дан в самом общем виде и является рабочей гипотезой, которая требует дальнейшей разработки и проверки. В будущих исследованиях внимание должно быть сосредоточено на изучении офиолитов с целью выяснения: 1) времени заложения Прото-Арктического океанического бассейна; 2) сравнения их с одновозрастными офиолитами хр. Черского, Полярного Урала, Таймыра и северо-западного обрамления Пацифики. Следует отметить, что для палеозойских офиолитов ЮАС (например, Алучинские) не известны вулканогенные члены, а для байос-киммериджских мезозойских океанических комплексов ЮАС не известны ультрабазит-габбровые комплексы. Возможно, это следствие слабой изученности офиолитов. В противном случае нужно будет найти удовлетворительное объяснение этому факту, который скорее свидетельствует в пользу представлений о рифтогенной природе ЮАС *(Сеславинский, 1970, 1979; Довгаль и др., 1975; Шапиро, Ганелин, 1988)*.

Не решена проблема ширины Прото-Арктического океанического бассейна: был ли это обширный океан или малый океанический бассейн. Для ее решения необходимо провести палеомагнитное опробование комплексов, расположенных к северу и югу от ЮАС.

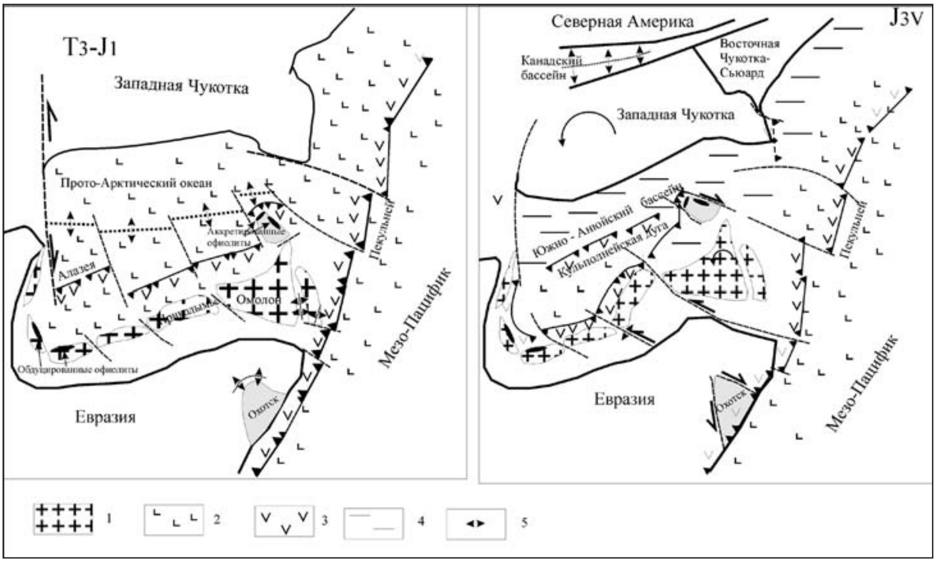


Рис. 11. Палеотектонические реконструкции.
1 – блоки с континентальной корой; 2 – бассейны с океанической корой; 3 – островные дуги; 4 – бассейны с терригенной седиментацией; 5 – зоны растяжения.

Формирование раннемеловых синколлизионных деформаций правых сдвигов происходило почти одновременно со становлением надвиговых структур. По-видимому, надвигообразование маркировало начальный этап континентальной коллизии. В дальнейшем коллизия развивалась по правосдвиговому сценарию (kiss and go). Некоторые надвиговые деформации могли образоваться как результат симметричного или асимметричного «выплескивания» в направлении перпендикулярном простиранию сутуры. Подобные явления широко распространены в зонах сдвига со сжатием *(Sylvester, 1988; Woodcock, Fischer, 1986)*.

В продольном латеральном распределении верхнеюрско-раннемеловых островодужных вулканогенных комплексов наблюдаются перерывы – «зияния» (рис. 1). Такие «зияния» могут быть связаны с участками, где взаимодействие континентальных и океанических плит происходило по сдвигам. Возможно, часть вулканогенных комплексов, ныне относимых к островодужным, могла быть сформирована в обстановке присдвигового растяжения в структурах типа «pull apart».

Важная роль правосдвиговых смещений позволяет предполагать, что в процессе коллизии Чукотский континент испытывал относительно Сибири вращение против часовой стрелки. Это вращение могло быть следствием веерного рифтинга в Канадском бассейне *(Embry, Dixon, 1990)*. Для уточнения динамики коллизии континентальных масс следует в первую очередь достоверно определить возраст выделенных этапов деформаций.

Заключение

Предложенный тектонический сценарий развития ЮАС является рабочей гипотезой, поскольку многие детали ее строения, а также ряд принципиальных вопросов эволюции еще далеки от окончательной расшифровки и решения. Вместе с тем данный геологический обзор свидетельствует о важности изучения ЮАС для понимания тектонической истории и палинспастических реконструкций северо-востока Азии и Восточной Арктики. Восстановление истории Прото-Арктического (палеозой – ранний мезозой) и Южно-Анюйского бассейна терригенной седиментации (поздняя юра – ранний мел) позволит уточнить детали взаимодействия Евразиатской, Североамериканской и Тихоокеанских литосферных плит.

Тектоническая история ЮАС по основным событиям хорошо согласуется с ротационной гипотезой раскрытия Амеразийского бассейна.

Данная публикация подготовлена на основе исследований, выполненных при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 14, а также проектов РФФИ (гранты 05-05-65052 и 08-05-00547).

Список литературы

Богданов Н.А., Тильман С.М., Тектоника и геодинамика северо-востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии масштаба 1:5000000), М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.

Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. М.: МГУ. 2004. 46 с.

Бондаренко Г.Е., Лейер П., Соколов С.Д., Подгорный И.И., Ганелин А.В. Реконструкция истории Южно-Анюйского палео-океана по данным Ar-Ar датирования. Материалы XXXVI Тектонического совещания. М. 2003. Т.1. С. 160–164 .

Бычков Ю.М., Соловьев Г.И. Новые данные по стратиграфии и литологии триасовых отложений верховьев р. Большой Анюй. В кн.: Нижний мезозой правобережья р. Колымы и Северо-Западной Камчатки. Магадан. 1992. С. 3–24

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области, Новосибирск: Изд. Сибирского Отд. РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

Ганелин А.В., Силантьев С.А., Базылев Б.А. Состав и палеогеодинамические аспекты формирования офиолитов Южно-Анюйской сутуры (северо- восток России). Материалы 7-й междун. конф.

по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Москва. 2001. С. 48.

Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л, Лейер П., Хоуриген Дж. Дайковые серии в офиолитах Южно-Анюйской сутуры (палеогеодинамические аспекты формирования). Доклады РАН. 2003. Т. 388. № 4. С. 321–325.

Гедько М.И., Постников С.Н., Свирина М.А., Геологический отчет по космоаэрогеологическому картированию на территории листов R-58, 59, 60, Q-57, 58, в течение 1988-1990, Москва: Аэрогеология, 1991. 310 с.

Довгаль Ю.М., Радзивилл А.Я., Титов В.А., Часовитин М.Д. К тектонике Анюйско-Олойского междуречья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, Кн. изд-во, 1966. Вып. 18. С. 294–295.

Довгаль, Ю.М., Городинский, М.Е., Стерлигова В.Е. Алучинский гипербазитовый комплекс // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Книжное издательство, 1975. ч. 2. С. 59–70.

Драчев, С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника, 1993. № 3. С. 98–107.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, Книга 2, М.: Недра, 1990, 334 с.

Кораго Е.А. Магматические формации р. Бол. Анюй как индикаторы геодинамических обстановок прошлого и длительно-дискретного развития Южно-Анюйской складчатой зоны. В кн.: Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России. Магадан. 2000. С. 187–190.

Красный Л.Л. Вулканогенные геосинклинальные зоны в мезозоидах Северо-Востока СССР // Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан: Книжное Издательство, 1973. С. 49–52.

Кузьмичев А.Б. Западное продолжение Южно-Анюйской сутуры и кинематика раскрытия Амеразийской океанической котловины. // Геология полярных областей Земли (материалы XLII тектонического совещания), Москва, ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 328–333

Лычагин П.П. Вулканические формации Южно-Анюйской складчатой зоны. В кн.: Магматизм и оруденение Северо-Востоке России. Магадан. 1997. С. 17–33.

Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман Б.В. Магматическая история Южно-Анюйской складчатой зоны. В кн.: Геология зоны перехода континент океан на Азии. Магадан. 1991. С. 140–157.

Лычагин П.П., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Петрология Уямкандинского расслоенного мафит-ультрамафитового массива (Южно-Анюйская складчатая зона). Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992.

Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки, М.: ГЕОС, Труды Геологического института РАН, 2001. Вып. 523. 201 с.

Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики // М.: Наука. 1984. 136 с.

Натапов Л.М., Сурмилова Е.П. Позиция и природа Охотского массива // Отечеств. Геология. 1995. № 2. С. 49-53.

Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000, 268 с.

Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Третьяков Ф.Ф., Силантьев С.А. Офиолитовые пояса Арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. 62–75.

Палымская, З.А., Палымский Б.Ф. Позднепалеозойский интрузивный магматизм восточной части Анюйско-Олойского блока (Западная Чукотка) В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч. 2, с. 51–58.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 192 с.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника, 1993. №1. С. 68–78.

Пинус, Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика, 1973. № 12. С. 109–111.

Пущаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Тектоника и геодинамика Северо-Западного обрамления Тихого океана. в кн.: Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. ДВО ИТиГ АН СССР, Хабаровск, 1992. Т. 1. С. 128–137.

Радзивилл А.Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южно-Анюйского хребта // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Книжное издательство, 1964, вып. 17. С. 57–62.

Радзивилл, А.Я., Радзивилл В.Я. Позднеюрские магматические образования Южно-Анюйского прогиба // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч. 2. С. 71–80.

Русаков, И.М., Виноградов В.А. Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные области Северо-Востока СССР // Ученые записки НИИГА, Региональная геология. 1969. Вып. 15. С. 5–27.

Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка) // Геотектоника, 1970. № 5. С. 56–68.

Сеславинский К.Б. Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // ДАН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.

Сизых В.И., Игнатьев В.А., Школьный Л.Д., Берлимбле Д.Г., Фомин В.П., Редюк Р.С., Сухина Р.С. Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья Малого Анюя // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1977. Кн. 1. № 23. С. 29–34.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника на современном этапе // Геотектоника. 2003. № 1. С. 3–18.

Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Тучкова М.И., Лейер П. Тектоническая позиция и происхождение вулканогенно-осадочных образований Полярнинского поднятия (Южно-Анюйская сутура, Западная Чукотка) // Доклады РАН, 2006. Т. 411. №8. С. 1199–1202

Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А., Кареева Н.Ф. Продолжение Южно-Анюйской сутуры в Приморскую низменность // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. С. 1447–1450.

Сурнин А.А., Округин А.В. Базит-ультрабазитовый магматизм Южно-Анюйской структуры // Тихоокеанская. Геол. 1989. №5. С. 10–18.

Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозоид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука. 1973. 325 с.

Тильман С.М., Афицкий А.И., Чехов А.Д. Сравнительная тектоника Алазейско и Олойской зон (Северо-Восток России) и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977, № 4. С. 6–17.

Шапиро М.Н., Ганелин В.Г. Палеотектонические соотношения крупных блоков в мезозоидах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1988. N 5. С. 94-104.

Шеховцов В.А., Глотов С.П. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200000 (издание второе). Серия Олойская. Лист Q-58-XI, XII. Объяснительная записка. Ред. С.Д. Соколов. 2001

Cowan D.S. Structural style in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1985.V. 96. P. 451-462.

Decker, J., Bergman, S.C., Blodgett, R.B., Box, S.E., Bundtzen, T.K., Clough, J.G., Coonrad, W.L., Gilbert, W.G., Miller, M.L., Murphy, J.M., Robinson, M.S., Wallace, W.K., Geology of southwest Alaska // The Geology of North America, G. Plafker, H.C. Berg eds., Boulder, Colorado, 1994. Vol. G-1. P. 285–310.

Embry, A.F., Dixon, J. The Breakup Unconformity of the Amerasia Basin, Arctic Ocean: Evidence from Arctic Canada: Bull. Geol. Soc. Amer, 1990. 102 (11). P. 1526–1534.

Grantz A., May S.D., Dinter D.A. Geologic framework, petroleum potential, and environmental geology of the United States Beaufort and northeastmost Chukchi Sea // Geology and exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska, 1974 to 1982. G. Gryc ed. USGS Professional Paper 1399. Washington, 1988. P. 231–256.

Moore, J.C., Cowan, D.S., Karig D.E. (Eds.). Structural styles and deformation fabrics of accretionary complexes. Penrose Conference report. // Geology. 1985. Vol. 13. N 1. P. 77–79.

Natal'in, B.A., Amato, J.M., Toro, J., Wright, E. 1999. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for tectonics of the Artic region // Tectonics. V. 18. N 6. P. 977–1003.

Nokleberg,W.J., Parfenov, L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen,T.K., Feeney, N.D., Fujita, K., Gordey, S.P., Grantz, A., Khanchuk, A.I., Natal'in, B.A., Natapov, L.M., Norton, I.O., Patton W.W., Plafker Jr.G., Scholl, D.W., Sokolov S.D., Sosunov, G.M., Stone, D.B., Tabor R.W., Tzukanov, N.V., Vallier T.L., Wakita, K., Circum-North Pacific Tectonostratigraphic terrane map, U.S. Scale 1:5,000,000. Geol. Surv., Open File Rep. 1994. 94–714. 211 p.

Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R., The South Anyui suture: facts and problems to solve // Miller, E.L., Klemperer, S., Grantz, A., eds., Tectonic evolution of the Bering shelf – Chukchi sea – Arctic margin and adjacent landmasses, Geol. Soc. of America Spec. Paper 360, 2002. P. 209–224.

Sylvester, A. G., Strike-slip faults: Geological Society of America Bull., 1988. v.100. n 11. p. 1666–1703.

Woodcock, N. H., and Fischer, M. Strike-slip duplexes // Jornal of Structur. Geol., 1986. V. 8. N. 7. P. 725–735.

A tectonic model of the South Anyui suture and the role of this suture in the formation of structures of East Arctic

S. D. Sokolov[1], M. I. Tuchkova[1], G. E. Bondarenko[2]

1 – Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia
2 – Rosneft, Moscow, Russia

Abstract

South Anyui suture stretches from the east part of the Laptev Sea to western Chukotka. This suture is everywhere marked by Mesozoic terrigenous sequences with ophiolite fragments of Paleozoic and\or Mesozoic age. South of the suture, suprasubduction complexes of Late Paleozoic, Late Triassic, and Late Jurassic to Early Cretaceous age have been reported. Within the suture, besides ophiolites, one finds island arc rocks, deformed turbidites of Late Triassic and Late Jurassic to Early Cretaceous age, and accretionary type terrigenous melange. Accretionary melange and closely coeval suprasubduction complexes are interpreted to point to ancient convergent boundaries between plates of the Proto-Arctic oceanic basin and North Asian continent.

Four principal phases of tectonic deformation are identified. The first two phases shaped fold-and-thrust structures. Phase 1 is characterized by north-vergent structures, and Phase 2 by south-vergent ones. The next two phases were accompanied by strike-slip deformations. Assumedly, the scenario of the main phase of interaction between Chukotka and Siberia in the Early Cretaceous involved oblique collision with lengthwise dextral strike slips. During the final phase, deformations were associated with roughly EW trending brittle sinistral strike slips affecting Albian-Cenomanian rocks of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt. These are accompanied by NNE trending slips, in which belts of Late Cretaceous dykes are located.

Осадочные бассейны палеозоя и мезозоя на шельфе моря Лаптевых: результаты полевых работ Геологического института РАН на Новосибирских островах в 2007-2008 годах

А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация

На протяжении двух полевых сезонов в 2007 и 2008 годах получен большой массив новых геологических данных о строении двух слабо изученных западных островов Новосибирского архипелага. Главное значение полученных данных заключается в том, что они позволяют провести реконструкцию двух глубоководных прогибов на территории восточной части моря Лаптевых, заложение которых вызвано разными причинами. Образование верхнедевонского прогиба, изученного на о. Бельковском, вероятно, связано с этапом рифтогенеза, проявившимся в это время на восточной окраине Сибирской платформы. Несмотря на интенсивные дислокации в неокомское время, приуроченные к этой ослабленной зоне, реконструкция противоположного борта трога позволяет предполагать, что эти дислокации не связаны с близлежащей сутурной зоной и что по другую сторону прогиба мы вновь встретим слабодислоцированные мелководные отложения верхнего палеозоя – нижнего мезозоя. Это позволяет прогнозировать присутствие продуктивных пермских и триасовых осадков на всей акватории моря Лаптевых. Позднеюрский – раннемеловой трог, заполненный турбидитами, описанными нами на о. Столбовой, образовался как бассейн форланда перед фронтом надвигавшегося с юга орогена. Мощные толщи сортированных слабоглинистых песчаников, чередующиеся с черными сланцами, могли бы представлять объект, перспективный на углеводороды. Наши наблюдения, однако, показывают, что коллекторские свойства песчаников утрачены вследствие их полной цементации. Мы считаем маловероятным, что на простирании этого прогиба степень изменения пород радикально уменьшится. Согласно нашей реконструкции, прогиб не продолжается сколько-нибудь далеко на запад от о. Столбовой, но заворачивает на юг, следуя развороту Южно-Анюйской сутуры.

1. Введение

Информация о геологическом строении континентального шельфа моря Лаптевых основана на интерпретации сейсмических данных. Более или менее надежно коррелируются сейсмические горизонты в верхней части разреза осадочного чехла, сложенной третичными осадками. Возраст более глубоких стратифицированных сейсмогоризонтов является предметом дискуссий. Различия в интерпретации приводят к разной оценке углеводородного потенциала территории. При отсутствии буровых скважин на акватории интерпретация

Рис. 1. Положение островов Столбовой и Бельковский (выделены рамками) в пределах Новосибирского архипелага.

сейсмических данных основана преимущественно на результатах исследования окружающей суши. Геологическое строение южного и западного обрамления моря Лаптевых в целом не вызывает вопросов, так как здесь обнажены относительно слабо дислоцированные мелководные платформенные отложения палеозоя и мезозоя. Геологическое строение восточного обрамления моря Лаптевых (Новосибирские острова) является более сложным. Здесь отложения палеозоя и мезозоя представлены неравномерно дислоцированными складчатыми комплексами, мощности которых измеряются километрами. Степень их изученности недостаточна для того, чтобы определить обстановку их формирования, реконструировать палеогеографические особенности и геодинамическую природу осадочных бассейнов, что вызвало необходимость в проведении дополнительных исследований.

На протяжении Международного полярного года Геологический институт РАН провел комплексное геологическое изучение двух самых западных островов Новосибирского архипелага, лежащих в море Лаптевых: острова Столбовой (2007 г.) и о. Бельковский (2008 г.) (рис. 1). На о. Столбовой вскрыт разрез позднеюрских-раннемеловых турбидитов, накопившихся в бассейне форланда во время Анюйской орогении *(Кузьмичев и др., 2006; Kuzmichev, 2009, Miller et al, 2009)*. Остров Бельковский сложен сильно дислоцированными палеозойскими (средний девон-пермь) толщами, которые существенно отличаются от одновозрастных образований, слагающих близлежащий о. Котельный *(Косько и др., 1985; Kuzmichev, 2009)*. Наряду с изучением стратиграфии и седиментационных особенностей осадочных толщ палеозоя и мезозоя, нами проводились также структурные наблюдения, изучение магматических комплексов и континентальных третичных осадков, заполнявших локальные наложенные впадины.

2. Остров Столбовой

О. Столбовой расположен в 360 км от пос. Тикси (рис. 1) и вытянут в СЗ направлении на 47 км. Это один из наименее изученных островов в составе Новосибирского архипелага. Он исследовался Воронковым (НИИГА) в 1956 г. *(Воронков, 1958)*, во время проведения в регионе мелкомасштабной геологической съемки. В результате этих работ выяснилось, что остров целиком сложен монотонной песчано-сланцевой толщей поднеюрского-раннемелового возраста и абсолютно бесперспективен на полезные ископаемые. Во время проведения на Новосибирских островах среднемасштабной геологической съемки в 70-х

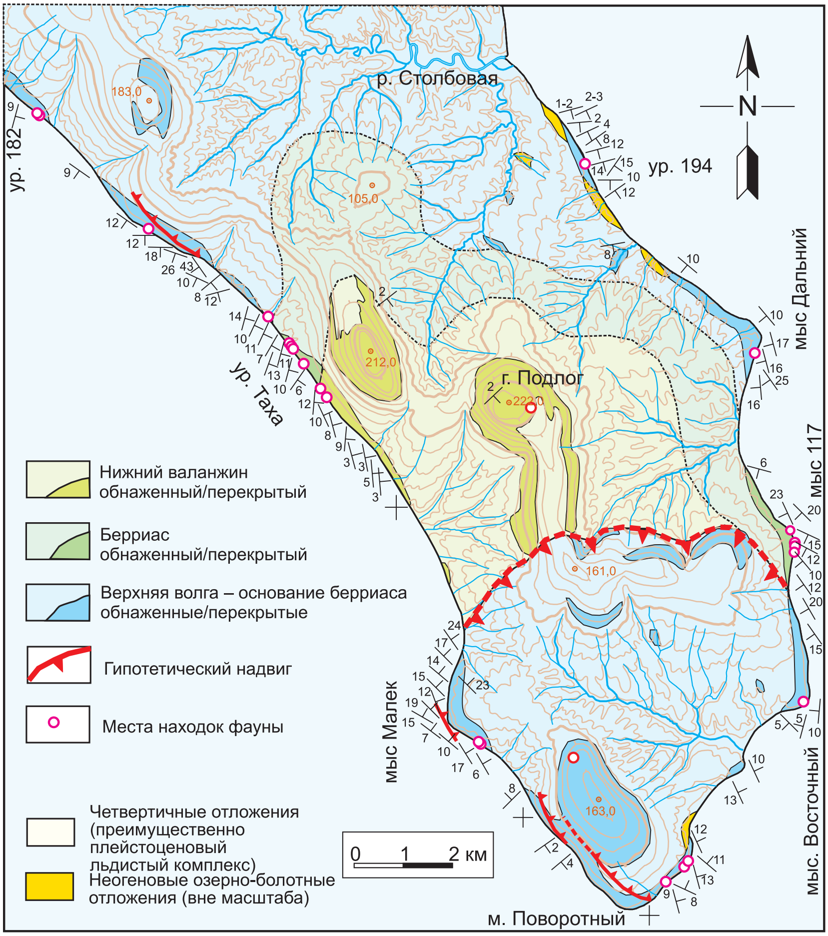


Рис. 2 (вверху). Геологическая карта южной части о. Столбовой, построенная по результатам полевого сезона 2007 г. Многочисленные крутые взбросы и сбросы не показаны. Гипотетический субширотный надвиг, осложняющий структуру острова, не подтвержден прямыми наблюдениями. Основанием для его проведения послужили палеонтологические данные (см. текст).

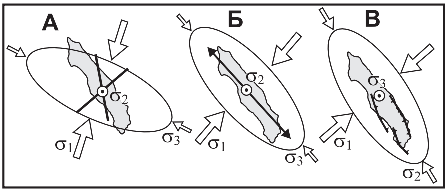


Рис. 3. Динамика напряжений сжатия, сформировавших структуру о. Столбовой. А. Образование сколовых трещин в результате общего сжатия. Б. Уменьшение вертикальной нагрузки и формирование пологой складчатости. В. Дальнейшее уменьшение вертикальной нагрузки и заложение надвигов.

годах XX в. на о. Столбовой были осуществлены лишь стратиграфические исследования на локальном участке в его СЗ части (Виноградов, 1975). Летом 2007 г. (21 июня–5 сентября) полевой отряд ГИН РАН закартировал южную часть о. Столбовой и провел здесь стратиграфические, палеонтологические и структурные исследования.

2.1. Структура

Первое, что обращает на себя внимание при изучение острова, – пологое залегание пластов (рис. 2) и почти полное отсутствие складок, видимых в масштабе обнажения. В целом, мезозойские отложения о. Столбового слагают линейную синклиналь, шарнир которой имеет северо-западное простирание и погружается на юго-восток по усредненному азимуту 146°. Крутые сбросы и взбросы пронизывает весь мезозойский комплекс, образуя сгущения на некоторых участках. Наблюдаются две почти ортогональные равнозначные системы подобных нарушений, ориентированные в ССЗ и ВСВ направлениях. Мы предполагаем, что они заложились как трещины скалывания в результате горизонтального сжатия в ССВ-ЮЮЗ направлении. Такая интерпретация подтверждается отсутствием смещений вдоль некоторых разломов. В дальнейшем вдоль этих разломов происходили вертикальные перемещения, вначале на эта-

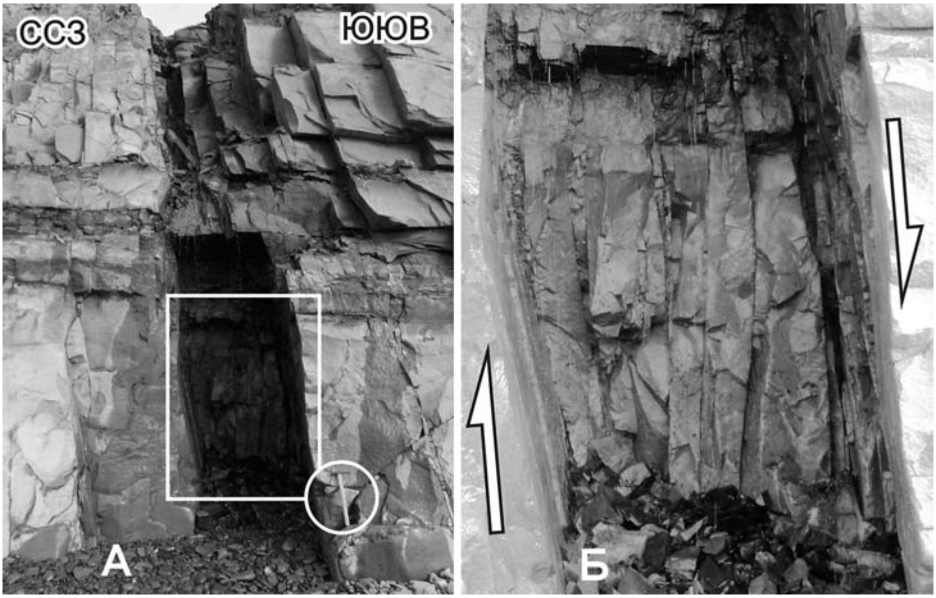


Рис. 4. Морфология типичного сбросового нарушения.
А. Сброс со смещением около 20 см (ЮЮВ крыло опущено). В нижней части обрыва зона сбросового смещения ограничена двумя разломами, по обе стороны от этой зоны лежат массивные ненарушенные породы. Кружком обведен молоток для масштаба. Прямоугольником показан контур рис. Б.
Б. Деталь предыдущего изображения. Видны риделевские трещины, возникшие в результате вертикального шеаринга. В дальнейшем, в обстановке растяжения, подобные зоны распадаются на серию отщепов, наклоненных подобно фишкам домино.

пе сжатия, затем – на этапе растяжения. В обстановке сжатия регион развивался на протяжении неокома. В последовательности событий сжатия можно выделить три стадии: формирование сколовых трещин, пологая складчатость, надвигообразование. При этом ориентировка поля напряжений менялась. Направление оси максимального сжатия разворачивалось от ССВ к СВ (рис. 3). На заключительных этапах сжатия в СВ-ЮЗ направлении возникли локальные надвиги, смещающие более ранние крутые разломы. Их появление, по-видимому, вызвано общим подъемом территории, сопровождаемым размывом. Это вызвало уменьшение нагрузки вышележащих пластов, и привело к тому, что ось минимального сжатия стала совпадать с вертикальным направлением.

В большинстве случаев разломы со смещением построены однотипно: зона, в которой сконцентрировано смещение, расчленяется на пластины, наклоненные в сторону приподнятого крыла (рис. 4). В дальнейшем, на этапе растяжения, возникающее зияние компенсируется увеличением наклона этих пластин, которые ведут себя подобно фишкам домино. Растяжение проявилось в обеих системах крутых разломов.

В обстановке напряжений растяжения регион стал развиваться начиная со второй половины апта *(Kuzmichev, 2009)*. Дифференцированные проседания блоков компенсировались перемещениями по тем же разломам, которые были заложены ранее на этапе сжатия. Перемещения по сбросам продолжались, по меньшей мере, до неогена, так как мы наблюдали смещения по сбросам третичной коры выветривания.

2.2. Литостратиграфия

Рис. 5. Типичное строение разреза столбовских турбидитов: чередование относительно мощных светлых песчаников (подобные пачки часто объединяются в монолитные амальгамированные пласты) и темных мелкоритмичных песчаников. Высота обрыва около 25 м.

Остров сложен толщей мезозойских турбидитов, в которых преобладают песчаные фации. Мощность промеренного разреза в изученной южной части острова с учетом закрытых интервалов составляет около 1200 м, причем каких-либо заметных литологических изменений в его строении не выявлено. В разрезе незакономерно чередуются три основных типа пород (рис. 5). Наиболее заметным элементом разреза являются мощные (первые метры – первые десятки метров) пласты светлых, обычно среднезернистых, сортированных песчаников, представленных серией амальгамированных индивидуальных пластов. Также в составе комплекса присутствуют темно-серые плохосортированные глинистые песчаники, переходящие в диамиктиты; мощность таких пластов измеряется дециметрами. Верхние части турбидитовых ритмов сложены черными аргиллитами, мощности которых обычно измеряются сантиметрами; иногда они образуют самостоятельные пачки мощностью до нескольких метров, в которых присутствуют маломощные прослои песчаников и алевролитов. Разрез не может быть расчленен на картируемые пачки по литологическим признакам. Крупной цикличности, свойственной турбидитовым комплексам, нами не обнаружено.

2.3. Биостратиграфия

Ранее возраст пород о. Столбовой не вполне уверенно определялся по единичным находкам раковин рода *Buchia* в интервале оксфорд-валанжин. Нам удалось найти скопления бухий (в том числе хорошей сохранности) в большом количестве пунктов (рис. 2). По заключению В.А.Захарова они определяют стратиграфический диапазон вмещающих отложений в интервале поздневолжский подъярус — ранневаланжинский подъярус *(Кузьмичев и др., 2009)*. Палеонтологические заключения не соответствуют геологическим наблюдениям о последовательности отложений и заставляют предполагать присутствие гипотетического надвига, по которому верхневолжские отложения надвинуты на нижненеокомские (рис. 2). Мы также допускаем и иную интерпретацию палеонтологических данных *(Кузьмичев и др., 2009)*.

2.4. Седиментология

Изученные отложения представляют собой дистальные турбидиты с преобладанием песчаных фаций. Директивные подошвенные знаки (следы волочения, борозды течения и пр.) и редкие складки подводного оползания указывают на перемещение материала с юга на север и на субширотное простирание бассейна (рис. 6А). Ориентировка знаков ряби течений указывает в среднем на северо-восточное направление (рис. 6Б). По-видимому, знаки ряби фиксируют вдольсклоновое отклонение истощенных турбидитных потоков. Присутствие в разрезе двух типов песчаников мы объясняем действием разных седиментационных процессов. Мощные пласты светлых песчаников отлагались зерновыми потоками; источником материала для них являлись нестабильные массы сортированного песка, накапливавшиеся на кромке шельфа. Темно-серые глинистые песчаники и диамиктиты, содержащие растительный детрит, отлагались консистентными грязевыми потоками. Они интерпретируются нами как продукт транзитного переноса обломочного материала из области питания через узкий шельф в глубоководную часть бассейна (рис. 7). Нами детально изучены различные варианты последовательностей элементов турбидитовых ритмов, которые могут быть описаны в терминах трансформации потока.

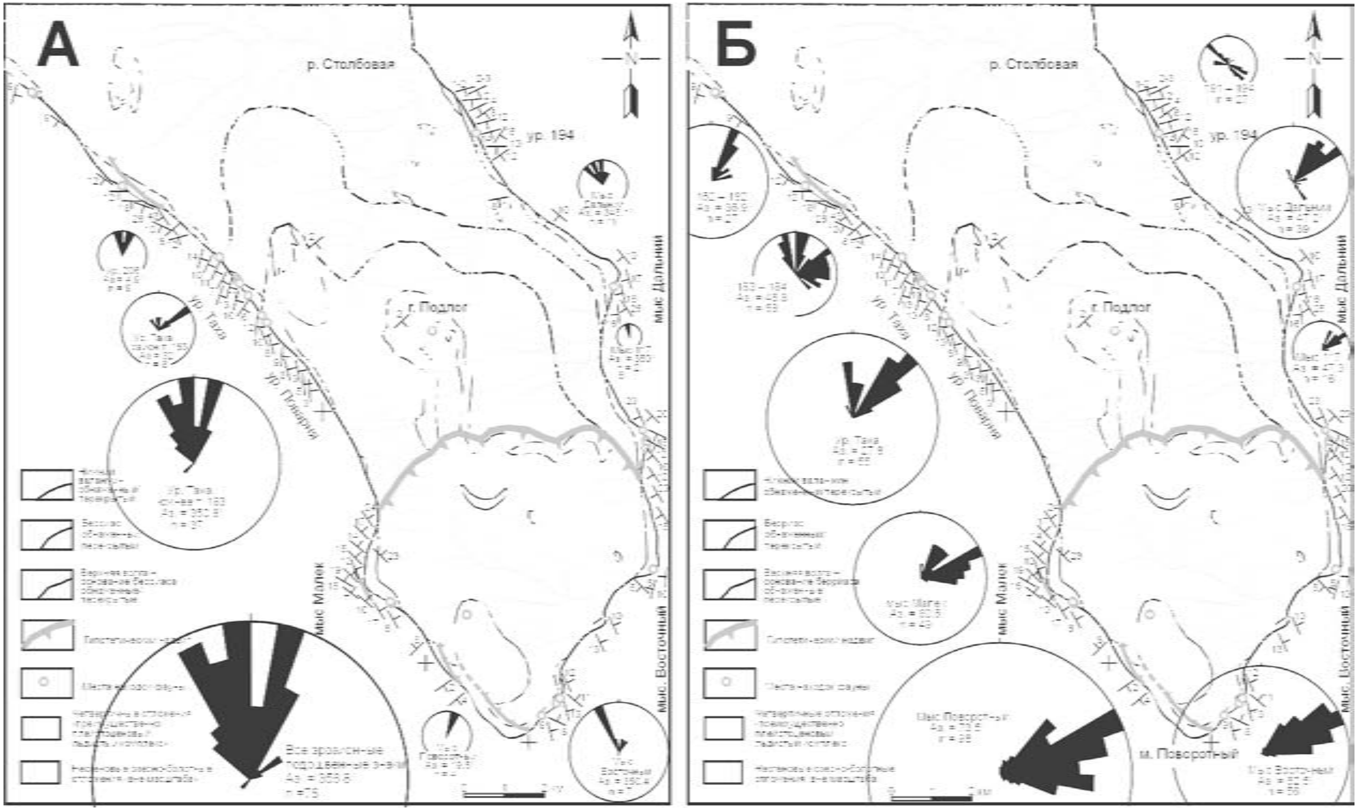


Рис. 6. Ориентировка директивных седиментационных текстур в турбидитах о. Столбовой. А. Данные о направлениях подошвенных знаков и текстур оползания. Б. Данные об ориентировке знаков ряби течений.

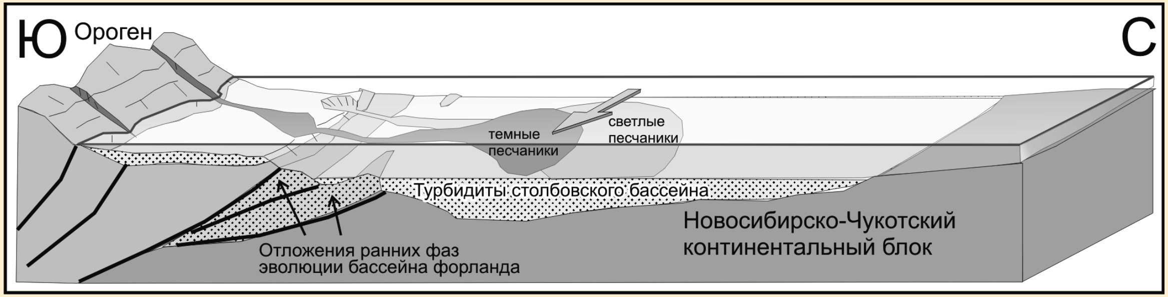


Рис. 7 (вверху). Реконструкция позднеюрского–раннемелового бассейна. Показано два типа турбидитовых потоков, отлагавших светлые и темные песчаники, и ориентировка вдольсклоновых течений. Модифицировано из [13].

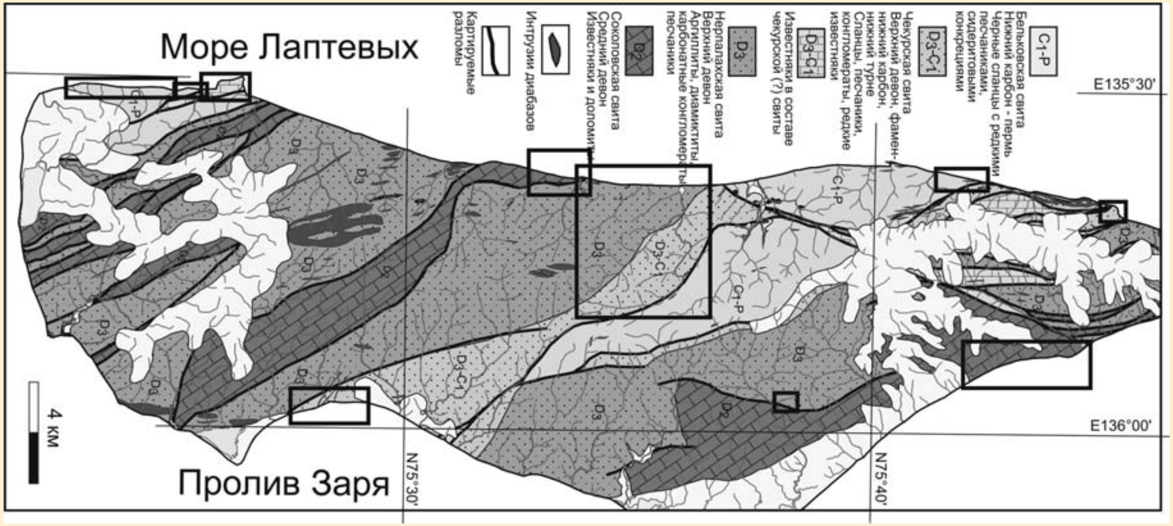


Рис. 8 (внизу). Геологическая карта о. Бельковский. Построена по результатам полевых работ авторов. Прямоугольниками показано расположение детальных участков, для которых составлены подробные карты, и на которых проведены послойные стратиграфические описания в 2008 г.

2.5. Петрография

Оба типа песчаников характеризуются преобладанием обломков полевых шпатов (50–55%) с подчиненным количеством кварцевых зерен (30–34%) и литокластов (13–19%). Среди последних доминируют обломки базальтов и андезитов. Калиевый полевой шпат часто представлен совершенно свежими обломками микроклина и ортоклаза. Обычны чешуи биотита, реже – мусковита. Незрелая остроугольная кластика указывает на близость источников сноса к области седиментации. Состав кластики свидетельствует, что в области размыва преобладали гранитоиды, были подчинены вулканиты, метаморфические и осадочные породы.

2.6. Выводы

Турбидитовый комплекс, слагающий о. Столбовой, распространен также на Большом и Малом Ляховских островах (рис. 1), но по условиям обнаженности отложения могут быть детально изучены только на о. Столбовой. Аналогичные толщи описаны также в Южно-Анюйской зоне Чукотки *(Miller et al., 2008)*. Накопление комплекса происходило в поздневолжском-ранневаланжинском бассейне форланда, образовавшимся на южной окраине Новосибирско-Чукотского континентального блока во время Анюйской орогении. Ороген, питавший бассейн кластикой, располагался к югу от бассейна (рис. 7). Судя по составу кластики и возрасту детритовых цирконов *(Miller et al, 2008)*, ороген был сложен тремя главными комплексами пород: 1) юрскими вулканитами и комагматичными интрузиями Анюйско-Святоносской дуги; 2) позднепалеозойскими вулканитами и комагматичными интрузиями, подобными тем, что обнажены в Южно-Анюйской зоне и 3) докембрийскими гранитами и метаморфитами. Распределение возрастов детритовых цирконов в одновозрастных поздневолжских-ранненеокомовых отложениях в Южно-Анюйской зоне Чукотки аналогично таковому на изученной нами территории *(Miller et al, 2008)*, что подтверждает реконструкцию бассейна. Мы предполагаем, что волжский-неокомский турбидитовый бассейн не прослеживается на значительное расстояние в пределах акватории моря Лаптевых к западу от о. Столбовой. Следуя развороту Южно-Анюйской сутуры, обоснованному в *(Kuzmichev, 2009)*, этот бассейн западнее о. Столбовой также должен повернуть к югу.

3. Остров Бельковский

Остров расположен севернее о. Столбового, на расстоянии 500 км от пос. Тикси (рис. 1). Остров вытянут в меридиональном направлении на 57 км при максимальной ширине 15 км. Основные сведения о его геологическом строении получены В.Ф. Непомилуевым в 1974 г. при проведении среднемасштабной геологической съемки. В 2002 и 2004 гг. в северной и центральной частях острова полевые исследования выполнены А.Б. Кузьмичевым. В 2008 г. нами закартирована южная часть острова, детально изучены осадочные разрезы западного берега и выходы магматических пород. Итоговая геологическая карта показан на рис. 8.

3.1. Стратиграфия

В геологическом строении о. Бельковский участвуют отложения среднего девона перми, расчлененные на 4 свиты общей мощностью более 6 км. Нами

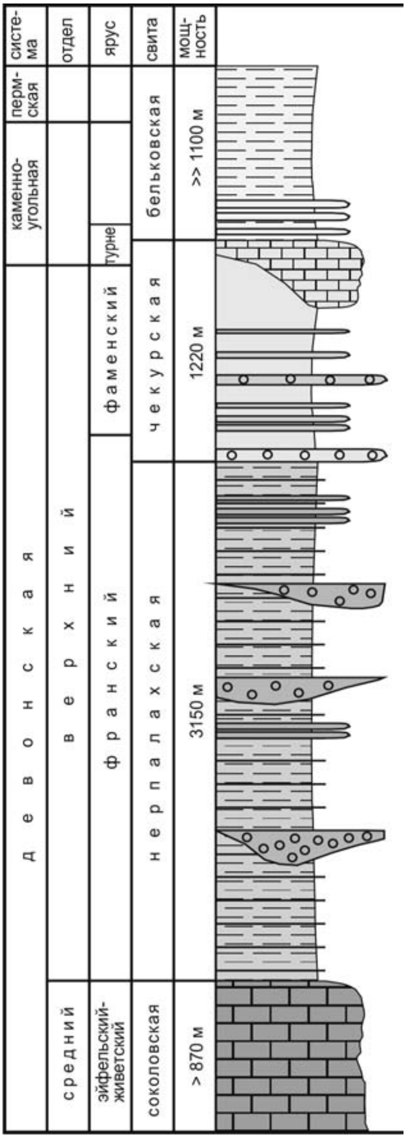


Рис. 9. Сводная стратиграфическая колонка палеозойских отложений о. Бельковский.

составлены послойные описания разрезов свит на нескольких детально закартированных участках (рис. 8). Палеозойские толщи нарушены многочисленными разноориентированными разломами. Промеренные нами мощности в большинстве случаев оказываются неполными, что подтверждается неуверенной корреляцией частных разрезов. Названия свит, их возрастной диапазон и литологические особенности показаны на сводной стратиграфической колонке (рис. 9) и кратко охарактеризованы нами ранее. Сопоставление с одновозрастными разрезами о. Котельный *(Косько и др., 1985)* показывает их существенные различия, выражающиеся прежде всего в большей глубоководности отложений о. Бельковский, меньшем количестве карбонатных прослоев в отложениях верхнего девона и в бедности пород фаунистическими остатками. Наиболее существенные различия наблюдаются в строении каменноугольной-пермской бельковской свиты. Нами получены новые определения конодонтов, брахиопод, кораллов, гониатитов *(Николаева и др., 2009)*, фораминифер и радиолярий, которые позволяют существенно уточнить стратиграфическое расчленение и обосновать фациальные изменения пород. Палеонтологическое изучение коллекций еще не завершено. Следует отметить, что в некоторых случаях определения возраста пород по разным группам окаменелостей оказывались различными. В таких случаях предпочтение отдавалось определениям конодонтов, выполненных В.А. Аристовым.

3.2. Седиментологические особенности палеозойских пород

Среднедевонские карбонатные породы формировались на заключительном этапе эволюции Новосибирской карбонатной платформы, которая, вероятно, распространялась также и к западу от о. Бельковский. В верхнем девоне палеогеография существенно изменилась. Большая часть о. Котельный представляла собой сушу *(Николаева и др., 2009)*, а на территории ЮЗ части о. Котельный и всей территории о. Бельковский располагался прогиб, заполнявшийся преимущественно терригенными, в значительной степе-

Рис. 10. Слепки борозд вымывания на нижней поверхности турбидитового песчаника. Подобные седиментационные текстуры позволяют с высокой степенью точности и достоверности определить направление транспортировки осадочного материала. Ширина 30 см.

ни глинистыми осадками нерпалахской и чекурской свит. Отложения изобилуют складками подводного оползания, содержат горизонты глинистых диамиктитов с обломками и глыбами средне-верхнедевонских (а возможно и более древних) карбонатных пород, на нескольких уровнях разреза встречаются турбидитовые песчаники с обильными подошвенными знаками. Состав обломочного материала и изменения фаций и мощностей в целом указывают на то, что территория о. Бельковский располагалась на СВ склоне трога. Конкретные замеры ориентировки директивных седиментационных структур, таких как слепки борозд вымывания в основании турбидитовых песчаников (рис. 10), знаки ряби подводных течений, ориентировка складок подводного оползания и др. демонстрируют более сложное распределение направлений транспортировки осадочного материала. Наиболее яркие фациальные изменения наблюдаются в составе верхних горизонтов чекурской свиты, сложенных карбонатными породами. На этом этапе, по-видимому, палеогеография бассейна изменилась, и снос обломочного материала в осевую часть бассейна осуществлялся также и с его противоположного юго-западного борта. В ЮЗ части острова верхи чекурской свиты сложены нетипичной для разреза мощной (300 м) толщей органогенных известняков, представляющих собой рифогенную постройку, маркирующую верхнюю бровку прогиба. В СЗ части острова аналогичные породы представлены олистостромой, включающей глыбы органогенных известняков размером до нескольких десятков метров. В центральной части острова на этом уровне разреза встречаются маломощные линзы известняков, а в восточной части острова – карбонатные гравелиты и конгломераты. В глинистых сланцах карбона–перми также обильны следы подводного оползания, встречаются пачки турбидитов; многие горизонты активно биотурбированы. В отложениях задокументированы разнообразные директивные седиментационные текстуры. В целом, они указывают на ориентировку склона бассейна в направлении ССЗ-ЮЮВ. Несоответствия направлений, определенных в разных пачках и на разных отрезках западного берега острова, мы объясняем вращением блоков пород в результате сдвиговых дислокаций (см. ниже).

3.3. Структура

Палеозойские отложения острова Бельковский смяты в линейные складки СЗ-ССЗ простирания и нарушены многочисленными разноориентированными разрывными нарушениями, сгруппированными в 4 системы. Преобладают крутые взбросы ССВ простирания со сдвиговой компонентой, которые интерпретируются как риделевские диагональные разломы, связанные с меридиональными правосдвиговыми дислокациями. Также присутствуют пологие надвиги с падением сместителя на север, реже – на юг. Такие надвиги, возможно, возникли в результате эшелонирования правых сдвигов. Крутые взбросы ССЗ простирания образуют систему, согласную со складчатостью. Четвертую систему разрывных нарушений образуют сбросы и взбросы СЗ простирания. С ней совпадают замеры азимутов простирания кливажа. Последний можно интерпретировать как кливаж течения, связанный со сдвиговыми процессами. Кроме того, такие черты картируемой структуры как вертикальные дуплексы и хорсы, дуговые разломы и меридиональные изломы осей складок (рис. 8) также могут указывать на участие правосдвиговых деформаций в формировании структуры острова.

3.4. Магматизм

Магматические образования острова представлены преимущественно дайками и силлами диабазов и габбро-диабазов, изученных нами ранее. Было показано, что возраст интрузий отвечает рубежу перми и триаса (252 млн. лет), и что они принадлежат к периферии Сибирской трапповой провинции *(Кузьмичев, Голдырев, 2007; Kuzmichev, Pease, 2007)*. Кроме того, на острове широко распространены туфоподобные дезинтегрированные магматические породы, представленные разнообразными брекчиями, флюидизированной осадочно-магматической смесью, пеперитами, гиалокластитами, а также лавоподобными породами. В частности, В.Ф. Непомилуев, картировавший остров, предполагал наличие в его южной части вулканитов андезито-дацитового состава. При детальных исследованиях выяснилось, что туфоподобные породы представляют собой специфические интрузивные субвулканические образования, связанные с образованием трубок взрыва и внедрением магмы в полужидкий осадок. Лавоподобные породы образованы многократными инъекциями магмы. Все дезинтегрированные магматические породы локализованы в породах бельковской свиты и принадлежат к тому же этапу магматизма, что и описанные нами ранее *(Кузьмичев, Голдырев, 2007; Kuzmichev, Pease, 2007)* интрузии.

3.5. Третичные отложения

Отложения палеогена-неогена представлены на острове маломощными континентальными осадками. Они слагают приразломные впадины и фиксируют этап растяжения, связанный с рифтогенезом в море Лаптевых. Отложения нарушены многочисленными сбросами ССВ простирания (рис. 11). Комплекс детально изучен, собрана коллекция листовой флоры, которая передана специалистам для определения.

Рис. 11. Сбросы в рыхлых отложениях палеогена, связанные с рифтогенезом в море Лаптевых. В правом верхнем углу роза-диаграмма простираний сбросов, в нижнем правом углу стереограмма (нижняя полусфера). Количество – 31.

3.6. Выводы

(1) Палеозойские отложения, обнаженные на о. Бельковский, накапливались на склоне локального прогиба. Бассейн заложился в начале франского века и имел СЗ простирание, сменившееся в начале турне на ССЗ. Снос обломочного материала в бассейн осуществлялся с В-СВ. Для конца девона предположительно реконструирован противоположный ЮЗ борт прогиба. Трог существовал, по крайней мере, до пермского времени.

(2) Структура о. Бельковский позволяет говорить о влиянии на ее формирование меридиональных правосдвиговых дислокаций.

(3) Изучены нетипичные фации пермо-триасового траппового магматизма, представленные малоглубинными субвулканическими интрузиями базальтового состава, внедрявшимися в полужидкий осадок. Так как одновозрастные вулканиты в разрезе бельковской свиты не найдены, мы предполагаем, что ее возраст не моложе перми и что триасовые отложения на острове отсутствуют.

(4) Детально изучен и охарактеризован сборами листовой флоры комплекс палеогеновых-неогеновых континентальных осадков. Они заполняли приразломные впадины и накопились в процессе рифтогенеза, охватившего шельф

моря Лаптевых в третичное время.

4. Заключение

На протяжении двух полевых сезонов в 2007 и 2008 годах получен большой массив новых геологических данных о строении двух слабо изученных западных островов Новосибирского архипелага. Этот материал обработан не полностью. Главное значение полученных данных заключается в том, что они позволяют провести реконструкцию двух глубоководных прогибов на территории восточной части моря Лаптевых, заложение которых вызвано разными причинами. Образование верхнедевонского прогиба, изученного на о. Бельковском, вероятно, связано с этапом рифтогенеза, проявившимся в это время на восточной окраине Сибирской платформы. Несмотря на интенсивные дислокации в неокомское время, приуроченные к этой ослабленной зоне, реконструкция противоположного борта трога позволяет предполагать, что эти дислокации не связаны с какой-либо сутурной зоной и что по другую сторону прогиба мы вновь встретим слабодислоцированные мелководные отложения верхнего палеозоя – нижнего мезозоя. Это позволяет прогнозировать присутствие продуктивных пермских и триасовых осадков на всей акватории моря Лаптевых. Позднеюрский – раннемеловой трог, заполненный турбидитами, описанными нами на о. Столбовой, образовался как бассейн форланда перед фронтом надвигавшегося с юга орогена. Мощные толщи сортированных слабоглинистых песчаников, чередующиеся с черными сланцами, могли бы представлять объект, перспективный на углеводороды. Наши наблюдения однако показывают, что коллекторские свойства песчаников утрачены вследствие их полной цементации. Мы считаем маловероятным, что на простирании этого прогиба степень изменения пород радикально уменьшится. Согласно нашей реконструкции, прогиб не продолжается сколько-нибудь далеко на запад от о. Столбовой, но заворачивает на юг, следуя развороту Южно-Анюйской сутуры.

Исследования проведены при поддержке программы № 14 Отделения наук о Земле РАН.

Список литературы

Виноградов В.А., Явшиц Г.П. Стратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений северной части острова Столбовой. Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Сборник статей. НИИГА, Ленинград, 1975, с. 38–42.

Воронков А.В. Геологическоге строение острова Столбового архипелага Новосибирские острова. Сборник статей по геологии Советской Арктики, вып. 9. Л., НИИГА, 1958, с. 37-43.

Косько М.К, Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы T-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI,XII; S-54-VII,VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. Ред. В.И.Устрицкий. Москва, Министерство геологии, 1985, 162 с.

Кузьмичев А.Б., Голдырев А.Е. Проявления пермотриасового траппового магматизма на о. Бельковский (Новосибирские острова). // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 2, с. 216–228.

Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К. Новые данные о стратиграфии и условиях формирования верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбовой

(Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2009. Т.17. № 4. С. 55–74.

Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е., Шапиро М.Н., Замжицкий О.Е. Синколлизионные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова). Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 33–53.

Николаева С.В., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. Франские аммоноидеи Новосибирских островов // Палеонтологический журнал, 2009. Т.43. № 2. С.134–141.

Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin Tectonophysics, 2009, v. 463, pp. 86–108.

Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions. Journal of the Geological Society, London, 2007, v. 164, pp. 959–968.

Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., Gehrels G., Toro J., Tuchkova M. Jura-Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: Separated by birth of Makarov Basin? Norwegian J. Geol, 2008, no.4, pp. 201–226.

Mutti E., Bernoulli D., Ricci Lucchi F., Tinterri R. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins // Sedimentology, 2009, 56, 267–318.

Paleozoic and Mesozoic sedimentary basins in the shelf of Laptev Sea: The results of fieldworks by Geological Institute RAS in the New Siberian Islands in 2007 and 2008 years

A.B.Kuzmichev, M.K.Danukalova

Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia

Abstract

In the course of 2007 and 2008 field seasons two western poor-studied islands of New Siberian archipelago were investigated and a large body of new data was obtained. On the basis of new data two sedimentary basins of different origin were reconstructed in the shelf of Laptev Sea. The deposits of the Late Devonian to Permian basin were studied in Bel'kov island. The basin was originated due to rifting which affected the East Siberia. We outlined the southwestern slope of the basin on the basis of sedimentological observations. This means that in spite of strong deformations no suture paths to the west of the New Siberian islands. So, on the other side of the through we will meet the same shallow-marine Paleozoic deposits as in the Kotel'ny island. Thus the Permian and Triassic deposits which are potential for hydrocarbons can be traced throughout the entire shelf of the Laptev Sea. Late Jurassic- Early Cretaceous through was studied in the Stolbovoi island. The through have originated in front of Anyui orogen which was thrusting from south. Thick layers of clean sorted sandstones intercalating with black shales might be promising for hydrocarbons. Though the sandstones of Stolbovoi island occurred to be completely cemented. It is unlikely that their physical properties will change in the distance. In accordance to our reconstruction the basin does not go far westward but instead turns southward following the turn of the South Anyui suture.

Сейсмотектоника шельфа моря Лаптевых и северного сегмента Верхоянской складчатой системы

Л.П.Имаева[1], В.С. Имаев[1], Б.М. Козьмин[2],
К.Д.Маккей[3], К.Фуджита[3]

1 – Институт Земной Коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
2 – Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
3 – Университет штата Мичиган, США

Аннотация

Многолетние геолого-структурные и сейсмологические наблюдения выявили на северо-востоке Азиатского континента Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), соединяющий проявления сейсмичности в Северном Ледовитом и Тихом океанах *(Зоненшайн, Савостин, 1979; Cook et al., 1986; Имаев и др., 2000)*. В сейсмотектоническом плане северо-восточный фланг ААСП может быть подразделен на два самостоятельных сегмента (Арктический или Лаптевоморский и Хараулахский) с развитием в их пределах характерных структурно-фациальных зон и тектонических парагенезисов, обусловленных определённым типом напряженного состояния земной коры и как следствие этого – особенностями проявления современных геодинамических процессов.

1. Лаптевоморский сегмент

Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена «цепочкой» эпицентров землетрясений, прослеживающихся параллельно линии островов Шпицберген – Земля Франца Иосифа – Северная Земля от трансформного разлома Де-Гира, трассируемого между островами Шпицберген и Гренландия, к устью р. Лены. Пространственно она тяготеет к структурам срединно-океанического хребта Гаккеля, вытянутого на 1700 км при ширине 80–160 км от Гренландского шельфа к шельфу моря Лаптевых. В Арктической сейсмической зоне с начала XX века отмечено свыше 150 местных землетрясений с магнитудой 4.5–7.0. Арктический хр. Гаккеля входит в мировую систему подводных срединно-океанических хребтов Земли и является ее северным фрагментом, продолжающим Североатлантический срединно-океанический хребет в бассейн Северного Ледовитого океана, сейсмичность которого обусловлена спредингом океанического дна *(Savostin, Karasik, 1981; Grachev, 1982)* (фокальные механизмы землетрясений и распределение аномалий магнитного поля).

Имеющиеся морские геофизические данные, позволили выявить характерные особенности строения шельфа *(Грамберг и др., 1990; Аветисов, 1996; Богданов и др., 1998; Драчев, 2002; Анохин и др., 2003)*, основными структурами которого являются протяженные грабены и разделяющие их поднятия (горсты), образующие окраинно-континентальную рифтовую систему моря Лаптевых (рис. 1). Система узких грабенов и прогибов северо-западного простирания (Усть-Ленский, Омолойский, Усть-Янский, Чондонский, Бельковско-

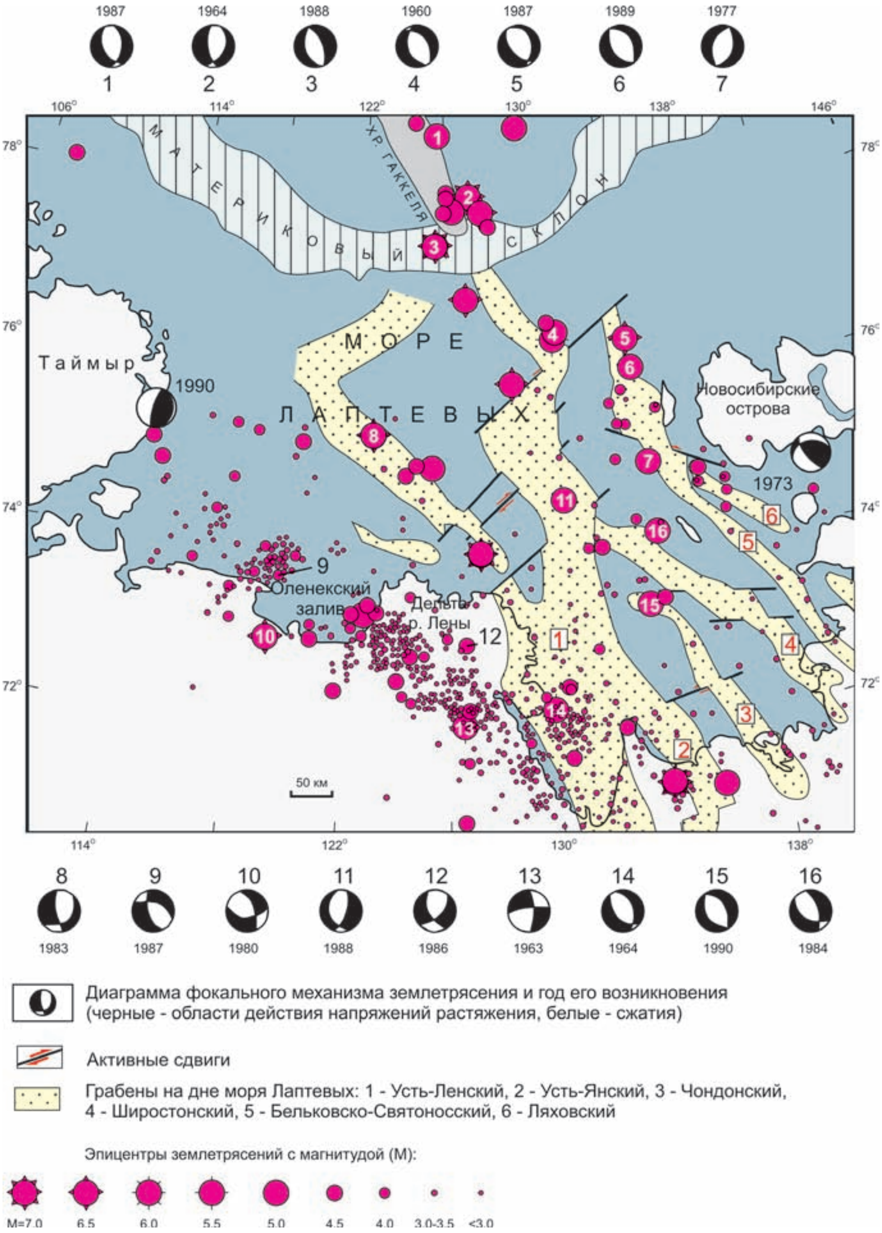


Рис. 1. Схема эпицентров землетрясений и фокальных механизмов шельфа моря Лаптевых.

Святоносский и др.), имеющих длину до 200–250 км при ширине 40–60 км, была выявлена на дне моря Лаптевых по сейсмическим данным, полученным с помощью МОВ объединением «Севморгеология». Наличие этих грабенов подтверждается также особенностями распределения поля силы тяжести в восточной части моря Лаптевых в виде чередования узких линейных высокоградиентных зон северо-западного и субдолготного простираний, протягивающихся от континентального склона на побережье. Магнитное поле в переходной зоне практически однородно в отличие от резкой полосовой картины магнитных аномалий, соответствующей линейной структуре хребта Гаккеля.

Разрывные нарушения восточной части шельфа моря Лаптевых непосредственным образом связаны с названной рифтовой системой. Здесь выделяется два типа разломов: субдолготные и северо-западные сбросы и субортогональные им сдвиги. Последние представлены тремя системами: субширотные (восток-северо-восточные), северо-восточные и северо-западные, которые в плане смещают отложения впадин с амплитудой до 2 км.

Сейсмичность хр. Гаккеля представлена узкой (60–80 км) полосой эпицентров землетрясений. На шельфе моря Лаптевых она расширяется до 400-600 км, охватывая территорию между полуостровом Таймыр, дельтой р. Лены и Новосибирскими островами (рис. 1). Землетрясения происходят здесь на глубинах 4–36 км в пределах земной коры *(Аветисов, 1996)*. На фоне диффузной сейсмичности шельфа выделяется несколько субдолготных (северо-западных) полос с повышенной плотностью землетрясений. Главная полоса, куда тяготеют все крупные события с магнитудой M=5.5-7.0, фиксируется от хр. Гаккеля в направлении Янского залива моря Лаптевых, обозначая границу Евразиатской и Североамериканской плит. Очаги землетрясений этой полосы сосредоточены во впадинах Лаптевоморской рифтовой системы или тяготеют к их бортам. По краям шельфа моря Лаптевых параллельно основной полосе обнаруживаются еще две полосы слабых землетрясений: западная – Лено-Таймырская и восточная – Новосибирских островов. Первая – тянется через дельту р. Лены вдоль побережья Оленекского залива моря Лаптевых к полуострову Таймыр. Вторая – в виде субдолготной линии эпицентров следится из акватории Восточно-Сибирского моря через Благовещенский пролив между островами Фаддеевский и Новая Сибирь к северу.

За прошлый век в Лено-Таймырской полосе было зарегистрировано более 300 слабых землетрясений. Внутри неё наблюдается ряд отдельных максимумов сейсмичности: на участке Оленекской протоки дельты р. Лены и в Оленекском заливе моря Лаптевых (событие 1980 г. с M=5.4 с небольшой серией афтершоков); вблизи полуострова Терпяй-Тумса в том же заливе (рой землетрясений 1987–1988 гг., в том числе событие 25.11.1987 г. с M=5.1) и на полуострове Таймыр (восточное побережье и примыкающая часть шельфа). Число событий во второй (восточной) полосе землетрясений в районе Новосибирских островов и Восточно-Сибирском море значительно меньше, чем в Лено-Таймырской зоне. Здесь за последние 60 лет отмечено лишь несколько десятков слабых землетрясений. Самое крупное событие 15.12.1973 г. в Восточно-Сибирском море имело M=4.9.

Изучение поля тектонических напряжений, действующих на шельфе моря Лаптевых, проводилось на основе анализа фокальных механизмов землетрясений с M>4.8-4.9. При этом, использовались данные по механизмам очагов землетрясений, найденных методом тензора момента центроида из каталога Harvard CMT и «Бюллетеня международного сейсмологического центра (ISC)». В результате для главной эпицентральной зоны – границы между Евразиатской и Североамериканской плитами были проанализированы фокальные механизмы 16 сильных землетрясений с M=5.5-7.0, произошедших в 1964–2003 гг. на юго-восточном окончании арктического хребта Гаккеля и в рифтовой зоне шельфа моря Лаптевых (рис. 1). В указанных районах наблюдается устойчивое поле тектонических напряжений растяжения, ориентированное субширотно вкрест простирания основных структурных элементов, а подвижки в очагах землетрясений соответствуют сбросам. В Лено-Таймырской полосе ориентация напряжений растяжения, в сравнении с главной сейсмической полосой шельфа моря Лаптевых, меняется с широтной на северо-восток-юго-западную. Особый интерес представляют фокальные механизмы Таймырского землетрясения 1990 г., отмеченного на западной окраине шельфа моря Лаптевых, и Ляховского события 1973 г., возникшего в Восточно-Сибирском море, параметры которых были установлены по данным первых вступлений в продольных сейсмических волнах. Подвижки в их очагах соответствовали взбросу и надвигу *(Fujita, Kozmin, 1994)*.

Выявленные зоны эпицентров землетрясений (Лено-Таймырская и Новосибирских островов) совместно с основной полосой, возможно, оконтуривают на шельфе моря Лаптевых два блока: западный (Лаптевоморский) и восточный (Новосибирских островов), расположенных по обе стороны от границы Евразиатской и Североамериканской плит. При этом, на западной границе Лаптевоморского блока (район Таймыра) и восточной границе блока Новосибирских островов (район шельфа Восточно-Сибирского моря) по данным фокальных механизмов, по-видимому, существует режим сжатия как реакция на рифтинг, действующий в пределах основной зоны эпицентров (хр. Гаккеля). Присутствие названных блоков, возможно, объясняет диффузный характер сейсмичности шельфа моря Лаптевых.

2. Хараулахский сегмент

В тектоническом отношении Хараулахская сейсмотектоническая зона является северным сегментом Верхояно-Колымской складчатой области, испытавшей главную фазу складчатости в раннем мелу *(Парфенов, 1984)*. Ее заложение в рифее на переработанном крае Сибирской платформы и длительная эволюция в качестве обширной пассивной континентальной окраины, аккумулировавшей мощную многокилометровую призму осадков, наложили определенный отпечаток на структуру и характер наблюдаемых здесь дислокаций. События кайнозойской истории этой территории связаны с взаимодействием Североамериканской и Евразиатской литосферных плит на северо-востоке Азии вдоль границы, проходящей через северные отроги Верхоянского хребта. Важнейшим следствием этого взаимодействия явился рифтогенез на продолжении спредингового хребта Гаккеля, приведший к частичной деструкции континентальной коры на обширных площадях, в том числе и в Северном Верхоянье. Кайнозойский структурно-вещественный комплекс представлен в основном палеоцен-эоценовыми континентальными отложениями, залегающими с резким угловым несогласием на различных уровнях докембрийского и мезозойского комплексов сложнодислоцированных пород. Они выполняют ряд субдолготно ориентированных впадин, наиболее известными из которых являются Кенгдейская, Кунгинская, Согинская, Быковской протоки. Их заложение в палеогене обусловлено наиболее ранней фазой рифтогенеза в области континентального продолжения спредингового хребта. В некоторых местах палеогеновые осадки смяты в складки и разбиты надвигами и взбросами, что указывает на проявление в кайнозое фазы сжатия. Результаты специальных структурных исследований позволяют говорить о субширотной ори-

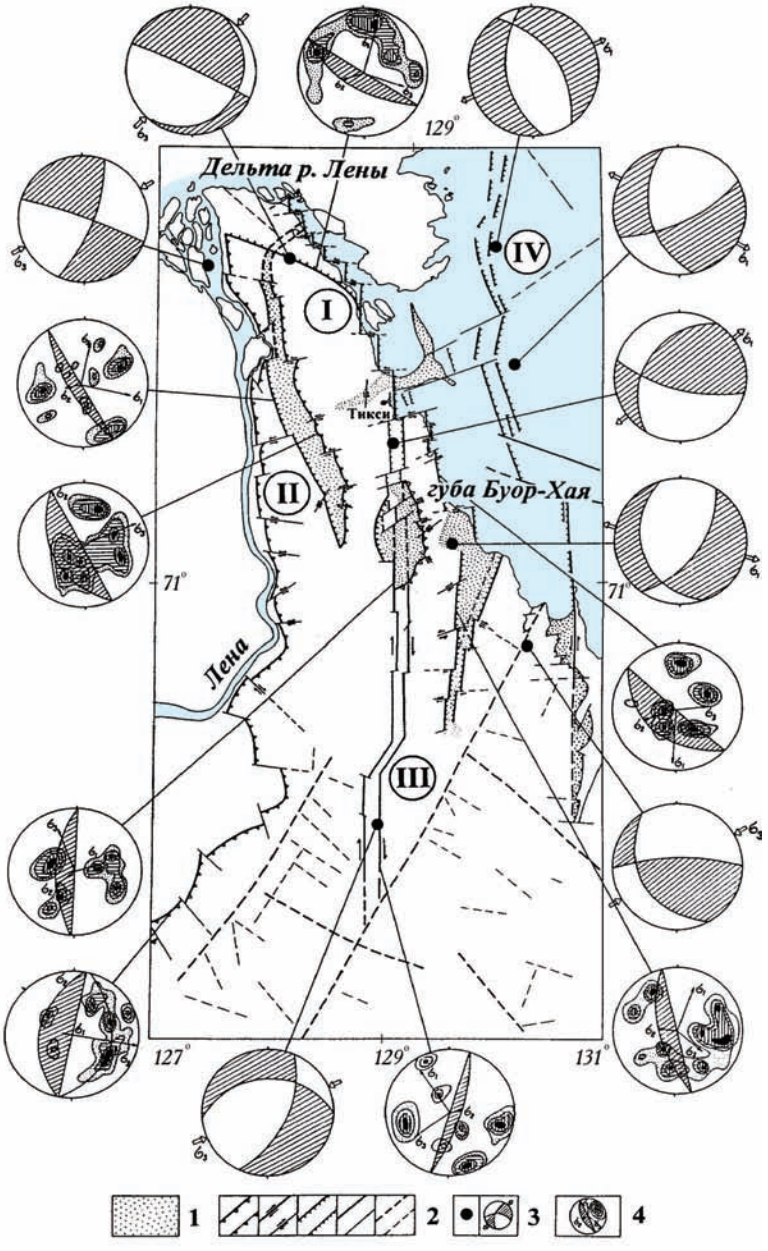


Рис. 2. Схема активных разломов Хараулахской зоны. 1 – кайнозойские впадины; 2 – активные разломы соответственно: надвиги, взбросы, сдвиги, сбросы, неустановленной кинематики и предполагаемые; 3 – фокальные механизмы очагов землетрясений; 4 – диаграммы трещиноватости горных пород с положением векторов главных осей напряжений и плоскости разлома.

ентировке оси сжатия, а анализ данных по кайнозойским разрезам сопредельных территорий приводит к выводу о среднемиоценовом возрасте упомянутого события *(Савостин, Драчев, 1988)*.

Следующим эпизодом кайнозойской истории района была фаза растяжения в плиоцен-четвертичное время. Молодые сбросы, смещающие неогеновую кору выветривания, известны вдоль побережья залива Буор-Хая. По данным Р.О. Галабала (1987) в центральной части дельты р. Лена подошва голоценовых аллювиальных отложений прослеживается у современного уровня Трофимовской протоки, а в ее северо-восточной оконечности скважина, пробуренная до глубины 25 м, ее не достигла. В западной части дельты зырянско-сартанские слои смещены по разлому на 30 м. Формирование сбросовых структур в этом районе свидетельствует о фазе растяжения с осями предположительно субширотного и северо-восточного направлений *(Имаев и др., 2000)*.

Современный морфотектонический план Хараулахского сегмента во многом наследует закономерности тектонического режима позднемезозойского этапа развития. На формирование новейших структур моделирующее влияние оказал транспрессионный режим, связанный с левосдвиговой зоной Лено-Анабарского структурного шва и фронтальным окончанием северо-западных разломов, трассируемых с горной системы хр. Черского. Данная позиция подтверждается также общим субдолготным простиранием сводовых структур с отклонением их флангов к северо-западу, где Туора-Сисское поднятие, переходит по простиранию на левобережье р. Лена (кряж Чекановского).

Детальные структурно-геологические и сейсмические исследования, проведенные в Хараулахской сейсмотектонической зоне, позволили на основе данных аэрофото – космодешифрирования, трещиноватости горных пород, проявлений землетрясений и их фокальных механизмов составить схему активных разломов, где показаны системы региональных и локальных разломов, активных в кайнозое (рис. 2). По особенностям пространственного распределения, протяженности и кинематики все дизъюнктивные нарушения объединены в четыре основные группы: Приморская система сбросо-сдвигов, Западноверхоянская система надвигов, Хараулахская система сдвиго-сбросов и Буорхаинская система сбросов.

На крайнем севере территории обособляется Приморская система (I), где самым значимым является Приморский сброс западного – северо-западного простирания с небольшой левосдвиговой компонентной. Он протягивается примерно на 50 км субпараллельно Быковской протоке от дельты р. Лены к заливу Неелова губы Буор-Хая и сейсмически активен. Его кинематика и ориентация плоскости сместителя подтверждается диаграммами трещиноватости и параметрами механизм очага землетрясения 30 июля 1987 г. Далее к югу Приморский сброс вдоль западного побережья губы Буор-Хая продолжает серия субдолготных сбросов общей протяженностью 160 км, рассекаемых северо-восточными сдвигами. Сбросы наблюдаются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины. Их рабочие плоскости устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевритах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и многочисленными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от десятков сантиметров до первых метров. С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы. В поле силы тяжести Приморская разрывная система представлена Быковско-Ленской высокоградиентной зоной северо-западного простирания, интенсивность которой на отдельных участках достигает 20 мГал/км. При пересечении этой зоны с северо-востока на юго-запад фиксируется резкое погружение кристаллического фундамента. Указанная зона представляет собой серию сближенных тектонических нарушений типа сбросов, суммарная амплитуда смещения по которым составила свыше 6 км на северо-западе и около 2 км на юго-востоке. Этой же зоной разломов контролируется цепочка впадин северо-западного простирания, выполненных, судя по интенсивности связываемых с ними минимумов поля силы тяжести, рыхлыми палеоген-четвертичными осадками. Многочисленные изломы Быковско-Ленской зоны интенсивных градиентов, возможно, указывают на последующую нарушенность соответствующей ей зоны сбросов сдвигами. Амплитуда горизонтальных смещений по одному из них превышает 10 км.

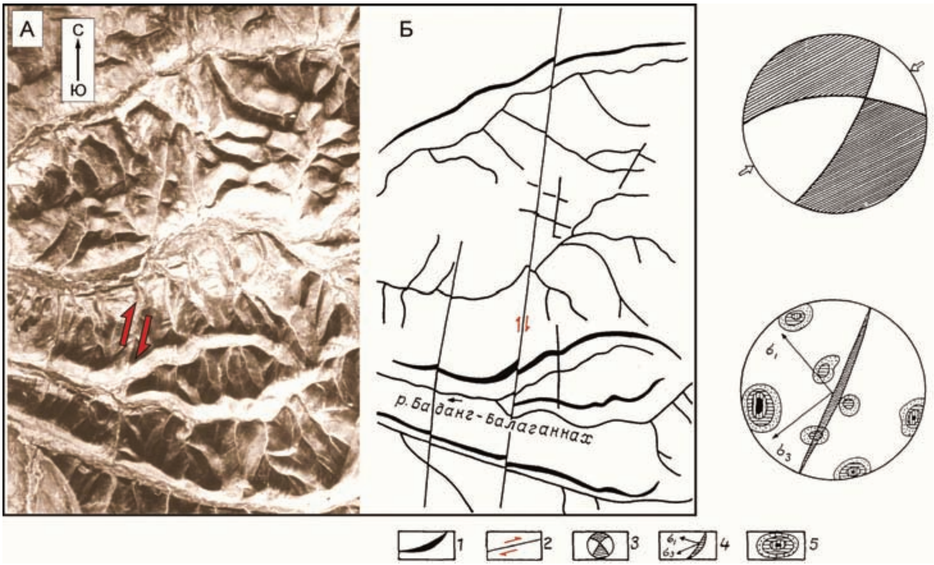


Рис.3. Сейсмогенный разлом, подновившийся во время Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г. А – аэрофотоснимок (стрелками показана плоскость разлома) и Б – фрагмент его дешифрирования.
1 – осевые части водоразделов; 2 – разломы сдвиговой кинематики; 3- фокальный механизм землетрясения (черные квадранты – область действия напряжений растяжения, белые – сжатия); 4 – плоскость активного (по геологическим данным) разлома и ориентировка векторов осей сжатия 3 и растяжения 1; 5 – изолинии плотности трещин в круговых диаграммах трещиноватости горных пород.

Западноверхоянская система (II) расположена на правобережье низовьев р. Лены и отделяет складчатые сооружения Верхояно-Колымской области от Сибирской платформы. В районе Чекуровки надвиги прослеживаются также на левобережье р. Лены, где по наклонной зоне дробления соприкасаются кембрийские толщи лежачего крыла и вендские образования висячего. Амплитуда горизонтального смещения составляет здесь около 400 м. В 20 км по р. Чебукулах (правобережье р. Лены) надвиги выражены зоной контакта нижнекембрийских и мезозойских пород с амплитудой горизонтального смещения до 1 км. Южнее, в бассейне р. Джарджан, плоскости сместителей становятся пологонаклонными и представляют собой тектонический покров с горизонтальным смещением 3–4 км *(Гусев, 1979)*. В гравитационном поле указанная система разрывов выделяется субдолготной группой локальных минимумов Предверхоянского прогиба и максимумов Туора-Сисского выступа. Граница между этими структурами не контрастна, угол ее падения колеблется от 22° до 90°. Кинематический тип и элементы залегания плоскостей Западноверхоянских надвигов подтверждается данными трещиноватости. Данная система разломов в настоящее время слабоактивна.

В центральной части района исследований трассируется Хараулахская система (III). Она начинается на южном окончании Хараулахского хребта и следится вдоль его западных склонов от р. Бэрис (правый приток р. Лены) на юге, до Кунгинской впадины на севере. Система представляет собой зону сближенных субпараллельных долготных нарушений шириной 6–7 км и длиной до 200 км, состоящих из прямолинейных отрезков, расположенных кулисообразно друг к другу. Активность Хараулахских разломов подчеркивается яркой морфологической выраженностью на аэрофотоснимках, приуроченностью к ним значительного числа сейсмопроявлений и дислокаций в виде ложбин, рвов, оползней и обвалов, а также катастрофическими 8–9-балльными Булунскими землетрясениями 1927–1928 г с М=5,8–6.8. Наиболее мобильным является южный фланг этой системы, где разломы трассируются вдоль западных склонов Хараулахского хребта параллельно его осевой линии на расстоянии 15 км. Один из них дешифрируется на аэрофотоснимках прямой линией, которая однотипно смещает субширотные параллельные русла рек Буркан и Баданг-Балагина (бассейн р. Бэрис), а также рассекает разделяющие их водораздельные хребты (рис. 3). Прямые структурно-геологические наблюдения, а также анализ трещиноватости в зоне влияния зтого дизъюнктива показали, что его кинематика соответствует правому сдвиго-сбросу. На это указывает и фокальный механизм Булунского землетрясения 14 ноября 1927 г. На сферограммах трещиноватости и механизма очага наблюдается совпадение элементов залегания плоскости сместителя рассматриваемого разлома, имеющего север – северо-восточное простирание.

Последняя крупная субдолготная Буорхаинская зона разрывных нарушений (IV) представляет систему сбросов, которые наблюдаются вдоль западного побережья губы Буор-Хая. Сбросы фиксируются в морских береговых обнажениях от Быковской протоки до Хараулахской впадины на расстоянии более 160 км. Они представлены характерными рублеными формами и резкими уступами современного рельефа. Их плоскости сместителей устанавливаются в интенсивно кливажированных песчаниках и алевритах каменноугольного возраста и сопровождаются полосами раздробленных пород, глинками трения и многочисленными зеркалами скольжения. Амплитуды перемещения по ним изменяются от десятков сантиметров до первых метров. С глубиной эти разрывы выполаживаются, что позволяет классифицировать их как листрические сбросы. Повсеместно в зоне Буорхаинских разрывов и непосредственно на дне губы Буор-Хая отмечен высокий уровень сейсмичности.

В итоге, земная кора Хараулахской сейсмотектонической зоны находится под воздействием неоднородного поля тектонических напряжений. Главные напряжения, действующие в очагах землетрясений, имеют различные азимуты простирания и углы падения от горизонтальных до субвертикальных. Это может свидетельствовать, что сейсмический процесс здесь развивается как в условиях растяжения, так и сжатия.

Таким образом, на шельфе моря Лаптевых и в Хараулахском сегменте существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединноокеанические и континентальные структуры земной коры.

Список литературы

Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. С-П: ВНИИокеанология, 1996, 185 с.

Анохин В.М., Гусев Е.А., Рекант П.В. Характер синокеанической тектоники Лаптевоморской океанической окраины. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы совещания, т.1. М: ГЕОС, 2003, С. 10–12.

Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Драчев С.С., Костюченко, Секретов С.Б. Объяснительная записка к тектонической карте морей Карского и Лаптевых. М.: Ин-т литосферы и внутренних морей РАН, 1998, 127 с.

Галабала Р.О. Новые данные о строении дельты р.Лена (четвертичный период) Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987, С.152–172.

Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского хребта // Докл. АН СССР.1990. Вып.311.- N 3. С. 689–694.

Драчев С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника, 2002, № 6, С. 60–76.

Зонешайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. – М.: Недра, 1979. 311с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. – М: ГЕОС, 2000, 226 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии.– Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.

Савостин Л.А., Драчев С.С. Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология, 1988, Т. 28, № 5. С. 775–781.

Cook D., Fujita K., McMullen C.A. Present-day plate interactions in Northeast Asia: North American, Eurasian, and Okhotsk plates // Journal of Geodynamics, 1986, N 6. P. 33–51.

Fujita K. and Kozmin B.M. Seismicity of the Amerasian Arctic shelf and its relationship to tectonic features // 1992 Proceeding International Conference on Arctic Margins. U.S.Minerals Management Service. OCS Study MMS.1994, P. 307–312

Grachev A.F. Geodynamics of transitional zone from the Moma rift to the Gakkel ridges. // Continental margin Geology. Edited by J.S. Watkins and C.L. Drake. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.33, Tulsa, OK, 1982. P. 103–113

Savostin L.A., Karasik A.M. Recent plate tectonics of the Arctic basin and Northeastern Asia // Tectonophysics. 1981, vol. 74. P. 111–145.

Seismotectonics of the Laptev Sea Shelf and Northern segment of the Verkhoyansk folded system

L.P.Imaeva[1], *V.S.Imaev*[1], *B.M.Koz'min*[2], *K.D. Mackey*[3], *K.Fujita*[3]

1 – Institute of Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia
2 – Institute of Diamond and Precious Metals Geology SB RAS, Yakutsk, Russia
3 – Michigan State University, USA

Many-year geological-structural and seismologic observations revealed the presence of the Arctic-Asian seismic belt (AASB) in the northeastern part of Asian continent, which connects seismic manifestations of the Arctic and Pacific Oceans (Zonenshain, Savostin, 1979; Cook et al., 1986; Imaev et al., 2000). Seismotectonically, the northeastern side of the AASB may be divided into two independent segments – the Arctic or Laptev Sea and Kharaulakh. The segments are characterized by peculiar structural-facial zones and tectonic parageneses which are due to a certain type of the Earth's crust stressed state and, hence, specific manifestations of the present-day geodynamic processes.

Новые данные по строению литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа (моря Белое и Баренцево)

А.С Балуев, Н.Б. Кузнецов, Д.С. Зыков

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация

Приведены новые данные по тектонике Белого и Баренцева морей (Шпицберген). Согласно этим данным палеорифтовая система Белого моря, простирающаяся вдоль северо-восточного края Восточно-Европейской платформы, состоит из 4 субпараллельных рифтовых зон: Онежско-Кандалакшской, Керецко-Пинежской, Чапома-Лешуконской и Понойско-Мезенской, разделенных соответственно Архангельским, Товским и Кулойско-Мезенским выступами фундамента. Расположенный на юго-востоке Кольского полуострова Чапомский грабен является северо-западным фрагментом Лешуконского палеорифта, о чем свидетельствует выявленное сейсмическим профилированием продолжение грабена в проливе Горло Белого моря. Кулисообразное расположение впадин Чапома-Лешуконского палеорифта и сама форма впадин (pull-apart) предполагает их заложение и развитие в режиме транстенсии с элементами правостороннего сдвига вдоль крутых СВ бортов впадин, что лучше всего согласуется с действием внешних сил, т.е. с пассивным рифтингом.

Установлено, что островная гряда архипелага Средние Луды является межвпадинной перемычкой, разделяющей два современных грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий, и представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений. В то же время эта перемычка ограничивает распространение рифейских синрифтовых образований к северо-западу. Процессы формирования современных грабенов в Белом море нельзя относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

Предполагается также, что проявления Баренцевоморского магматического комплекса вдоль баренцевоморского побережья Кольского п-ова генетически связаны с процессами континентального рифтинга, которые проявились в среднем-позднем рифее вдоль древней континентальной окраины Восточно-Европейской платформы.

Исследования, проведенные на западном побережье о. Шпицбергена, показали сходство структурного парагенеза верхнедокембрийских комплексов Земли Веделя Ярльберга со структурными парагенезами, характерными для протоуралид-тиманид Полярного Урала и юга Новой Земли. Отчетливое несовпадение пространственной ориентировки этих парагенезов с простиранием предполагаемого продолжения фронта скандинавских каледонид на шельфе Баренцева моря позволяет предположить, что комплексы структурного основания Свальбарда не являются каледонидами, а представляют собой северо-западное продолжение структур протоуралид-тиманид.

Процессы неотектонических деформаций, наблюдаемых в районе Свальбардского архипелага, происходят не только за счет развития спрединга в сре-

динно-океанических хребтах и трансформных перемещений, но и в результате воздействия полей тектонических напряжений, генерируемых непосредственно в краевой части Баренцевоморской плиты.

Введение

Западная периферия Арктической части Евразии – Западно-Арктическая область (ЗАО) – характеризуется наличием зрелой коры континентального типа, непрерывно прослеживаемой отсюда в южном и юго-восточном направлениях, соответственно, в пределы Европейского и Азиатского континентов. Центральное положение в строении ЗАО занимает Баренцевоморский шельф, а на внешних западной и северной границах располагаются Западно-Шпицбергенский и Шпицбергенско-Североземельский материковые склоны, которые граничат с океаническими пространствами Северной Атлантики (Норвежско-Гренландский океанический бассейн) и Северного Ледовитого океана (котловина Нансена Евразийского океанического бассейна), соответственно. Вдоль материковых склонов развиты системы листрических разломов, формирующихся в условиях горизонтального растяжения, и с точки зрения современной геодинамики западное ограничение Арктической окраины Евразии относится к пассивным континентальным окраинам атлантического типа.

За последние 15–20 лет в акваториях Баренцева и Белого морей получен значительный объем новой геолого-геофизической информации. Вместе с материалами по другим регионам Арктики это дало возможность существенного пересмотра традиционных представлений о строении и развитии западного сектора северной полярной области Земли.

В частности установлено, что для ЗАО характерен ряд специфических черт, отличающий ее от тектонотипа атлантических окраин. А именно, для Баренцевоморского шельфа характерна: значительная площадь; наличие переуглубленных областей, в которых глубина превышает 500–600 м, а поверхность Мохо, напротив, воздымается до уровня 28–30 км *(Сейсмогеологическая модель..., 1998)*. В пределах ЗАО располагаются реликты нескольких разновозрастных коллизионных орогенов и область относительно молодых дислокаций на периферии шельфа (Западно-Шпицбергенский третичный складчатый пояс). Часто приразломные отрицательные структуры чехла наследуют тектонические швы структурного основания. Многие прогибы (например, рифтогенные троги Восточно-Баренцевский, Орла, Святой Анны и Воронина) направлены перпендикулярно к континентальному склону и не имеют явных связей с современными зонами спрединга в пределах арктического океанического бассейна *(Богданов, 2001, 2004)*.

Баренцевоморский шельф характеризуется практически повсеместным распространением в его пределах докембрийского фундамента, что давало основание некоторым исследователям выделить здесь Западно-Арктическую платформу *(Объяснительная записка к ГГК РФ. R-(35)-37..., 2000)*, примыкающую с северо-востока к границе Восточно-Европейского кратона по линеаменту Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин. Сейчас эта трансрегиональная граница интерпретируется как крупный юго-западновергентный взбросо-надвиг, проявленный на п-овах Варангер *(Siedlecki. 1980; Karpuz et al., 1995; Roe, 2003)* и Рыбачий *(Любцов, Предовский, 1998; Маслов и др., 2002)* и прослеживающийся в потенциальных полях в пределах акватории Баренцева и Белого морей в юго-восточном направлении, где переходит в Западно-Тиманский разлом. Раннепалеозойские движения по Западно-Тиманскому фронтальному надвигу ассоциируются с коллизионными событиями, которые произошли вдоль северной и северо-восточной окраины древнего остова Восточно-Европейского кратона в результате столкновения его в самом начале палеозоя (ранний-средний кембрий) с континентом Арктида *(Кузнецов и др., 2005 а,б; Кузнецов, 2009 а,в)*. Этот континент как независимый обособленный массив коры континентального типа существовал в конце позднего докембрия. Его составными частями были блоки континентальной коры, слагающие структурное основание многих регионов современной Арктики *(Борисова и др., 2003)*. К их числу относятся: Тимано-Печорский регион; Баренция (шельф Баренцева моря, большая часть которого часто именуется Свальбардской плитой); блок подводного хребта Ломоносова; Карский блок, включающий Северный Таймыр и восточную часть шельфа Карского моря, в пределах которого расположен архипелаг Северная Земля. Кроме того, в состав Арктиды входили блоки, расположенные в настоящее время в восточной Арктике.

Свальбардская плита, охватывает практически весь шельф Баренцева моря от островов Шпицбергена на западе до Карского моря на востоке и характеризуется очевидно гетерогенным основанием. Есть основания полагать, что в его строении участвуют как разновозрастные раннедокембрийские комплексы, так и комплексы гренвильского и байкальского *(Шипилов и др., 2008)* или протоуральско-тиманского возраста. Примыкающий к Свальбардской плите с юго-востока Тимано-Печорский блок характеризуется наличием протоуральско-тиманского складчатого основания. Этот блок включает в себя шельф Печорского моря, а на материке – выступы протоуралид-тиманид Тиманского хребта и полуострова Канин, а также фундамент Печорской плиты.

Белое море, которое также входит в пределы ЗАО, практически полностью расположено на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы (ВЕП) с раннедокембрийским фундаментом, лишь самая северная его оконечность – Воронка Белого моря – перекрывает своей акваторией край Тимано-Печорского блока. Несмотря на то, что Белое море является единственным полностью внутренним морем России, геологическая изученность его до последнего времени оставалась весьма слабой, и только в последние годы в бассейне Белого моря были выполнены комплексные геофизические исследования *(Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007)*. Результаты этих и других работ последних лет на территории Беломорья значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Если раньше предполагалось, что глубина погружения кристаллического фундамента в Кандалакшском грабене, выполненном рифейскими терригенными образованиями, достигала 3–3,5 км, то материалы недавних сейсмических исследований МОВ ОГТ в акватории Белого моря определяют эту глубину уже до 8 км, что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. Такого же порядка (8–10 км и более) определены глубины залегания кристаллического фундамента в грабенах рифтовой системы Белого моря (РСБМ) в пределах Мезенской синеклизы *(Аплонов и др., 2006)*. На продолжении Усть-Мезенской впадины в Воронке Белого моря сейсмическим профилированием выявлена Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км, которая по строению фундамента и осадочному выполнению больше напоминает перикратонный прогиб *(Журавлев, 2007)*. Как показали упомянутые сейсмические исследования, палеорифтовые структуры северной части ВЕП обладают теми же особенностями, что и современные (кайнозойские) континентальные рифты, и прежде всего, – это наличие сегментов (каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью), разделенных межвпадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации.

Характеризуя в целом ЗАО, в которую мы включаем Белое и Баренцево моря, их прибрежные территории и расположенные в пределах этих морей острова, необходимо отметить, что вопросы, касающиеся строения литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа по ряду объективных причин разработаны сейчас существенно лучше по сравнению с аналогичными характеристиками более восточных частей Российской Арктики. Тем не менее, и в отношении Западно-Арктического региона все еще остается много спорных и не до конца решенных вопросов. Особенно это касается понимания строения участвующих в сложении фундамента региона древних (докембрийских и палеозойских комплексов), а также понимания ранней предыстории Западной Арктики. Кроме того, остаются нерешенными некоторые вопросы современной тектоники региона и формирования его морфоструктуры.

На решение именно этих проблем были направлены исследования в Западной Арктике, которые проводили сотрудники Геологического Института РАН, участвовавшие в реализации научной программы Международного Полярного Года (МПГ) 2007–2008 гг.

В рамках программы МПГ наши исследования касались изучения тектоники земной коры Белого моря и прилегающих территорий, а также зоны сочленения Балтийского щита с Баренцевоморским шельфом. Эти исследования сопровождались полевыми экспедиционными работами, которые проводились на побережье и островах Белого моря и на побережье Баренцева моря. Главным результатом наших исследований в этом направлении явилось построение «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» в м-бе 1:1500000, которая синтезировала в себе все новейшие данные по тектонике Беломорского региона, включая данные комплексных геолого-геофизических исследований в акватории Белого моря, проведенных ОАО «Морской арктической геологоразведочной экспедицией» (МАГЭ) в последние годы, и новые данные наземных исследований (рис. 1).

Кроме того, нами было проведено изучение некоторых аспектов тектоники Шпицбергена. В частности на примере изучения структурно-геологических особенностей некоторых позднедокембрийских комплексов западного побережья Шпицбергена была предпринята попытка реконструировать деформационную историю этих древних образований и на этой основе провести межрегиональные тектонические корреляции удаленных друг от друга частей Западной Арктики. На западе Шпицбергена была выполнена серия специальных детальных (крупномасштабных) морфотектонических наблюдений, позволивших сформулировать некоторые выводы, касающиеся причин современного рельефообразования на западе Шпицбергена и современной геодинамики СЗ части ЗАО в целом.

Ниже приводятся основные научные результаты наших исследований, выполненных по проектам программ ОНЗ РАН № 14 и 16. Разделы 1–3 настоящей статьи (Тектоника центрального сегмента палеорифтовой системы Белого моря; Тектоника Онежско-Кандалашского палеорифта; Структурная позиция внутриплитного магматизма на Баренцевоморском побережье Кольского полуострова) подготовлены А.С. Балуевым, 4-й раздел (Новые данные по тектонике Свальбарда (Шпицбергена) подготовлен Н. Б.Кузнецовым (4.1) и Д.С. Зыковым (4.2).

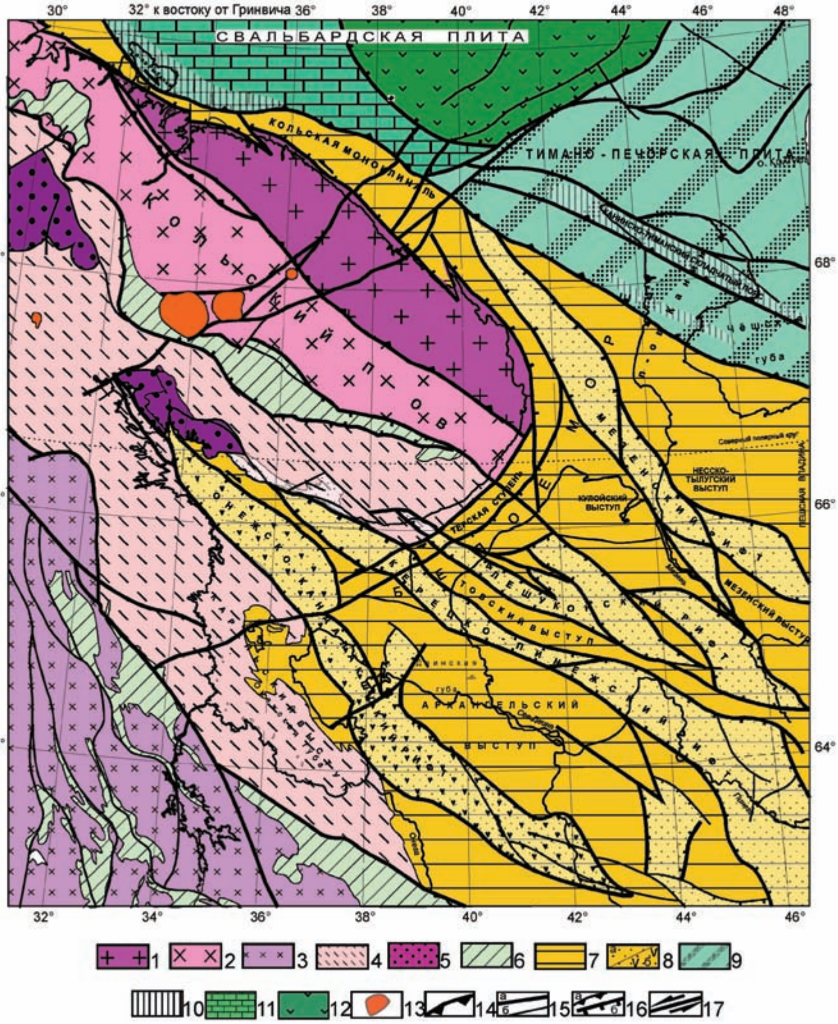


Рис. 1. Схема тектонического районирования Беломорского региона. Восточно-Европейский кратон, Балтийский щит (1-6): 1-2 – Кольский массив неоархейской консолидации: 1 – Мурманский блок, 2 – Центрально-Кольский блок; 3 – Карельский массив неоархейской консолидации; 4-5 – Лапландско-Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации: 4 – Беломорский пояс, 5 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс; 6 – проторифтогенные палеопротерозойские пояса; 7 – плитная часть кратона; 8 – рифтогенные грабены, выполненные терригенными (а) и вулканогенно-осадочными (б) образованиями рифея-начала венда. 9-10 – Тимано-Печорская плита: 9 – с фундаментом байкальской консолидации, 10 – складчатые рифейско-вендские образования. 11-12 – Свальбардская плита: 11 – с фундаментом гренвильской консолидации, 12 – Восточно-Баренцевский рифтогенный трог; 13 – проявления среднепалеозойского магматизма (массивы ультраосновного-щелочного комплекса, 380–360 млн. лет); 14 – конвергентная граница литосферных плит; 15-17 – разломы: 15 – а) разломные зоны, ограничивающие крупные структуры земной коры, б) прочие разломы; 16 – а) взбросы, надвиги, б) сбросы; 17 – сдвиги.

1. Тектоника центрального сегмента палеорифтовой системы Белого моря

В последнее время интерес к Беломорскому региону связан, прежде всего, с возможной нефтегазоносностью рифейских отложений, выполняющих рифтогенные прогибы. Традиционно эта территория рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. Субпараллельные палеорифтовые зоны северо-западного простирания, расположенные в северо-восточном сегменте Восточно-Европейской платформы (ВЕП) вдоль ее границы (рис. 1, 2А), рассматриваются нами *(Балуев, 2006)* как единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем-позднем рифее, и поэтому объединены в единую палеорифтовую систему Белого моря. Она заложилась во время распада (1300–1240 млн. лет назад) древнего суперконтинента Палеопангея при раздвиге, возникшем между континентальными плитами, которые в будущем стали Балтикой и Лаврентией. Рифтинг при этом имел диффузный характер с последовательным возникновением субпараллельных рифтовых зон от внутренней к краевой части континентальной плиты. В результате на краю Балтики сформировался периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон. Эти рифтовые структуры пережили активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря.

До последнего времени считалось, что в эту систему входят три палеорифта (с юго-запада на северо-восток): Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский), Керецко-Лешуконский и Баренцевоморский. Однако, новые данные, полученные при комплексных геолого-геофизических исследованиях акватории Белого моря *(Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007)*, а также результаты наземных исследований территории Беломорья последних лет *(Аплонов и др., 2006; Балуев и др., 2009 а,б и др.)* значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Новые сейсмические материалы заставляют пересмотреть строение некоторых фрагментов палеорифтовой системы Белого моря. В частности это касается центральной или осевой части системы, представленной Керецко-Пинежским и Лешуконским рифтогенными желобами в кристаллическом фундаменте платформы, которые, как будет показано ниже, разделены пространственно узкой грядой Товского выступа фундамента. Именно с этой частью палеорифтовой системы связаны проявления внутриплитного магматизма в среднем палеозое, которые представлены щелочными дайками и трубками взрыва, в том числе и кимберлитовыми, на Зимнем берегу Белого моря.

Лешуконский палеорифт расположен в пределах северо-западной части Мезенской синеклизы ВЕП и выражен в рельефе кристаллического фундамента двумя основными впадинами, кулисообразно расположенными по отношению друг к другу: собственно Лешуконской и находящейся к юго-востоку от нее Азопольской (рис. 3). Глубина погружения фундамента в первой достигает, вероятно, почти 10 км, а во второй составляет около 7 км *(Аплонов и др., 2006)*. Впадины имеют разломные ограничения, асимметричны и выполнены терригенными образованиями рифейского возраста. В Лешуконской впадине

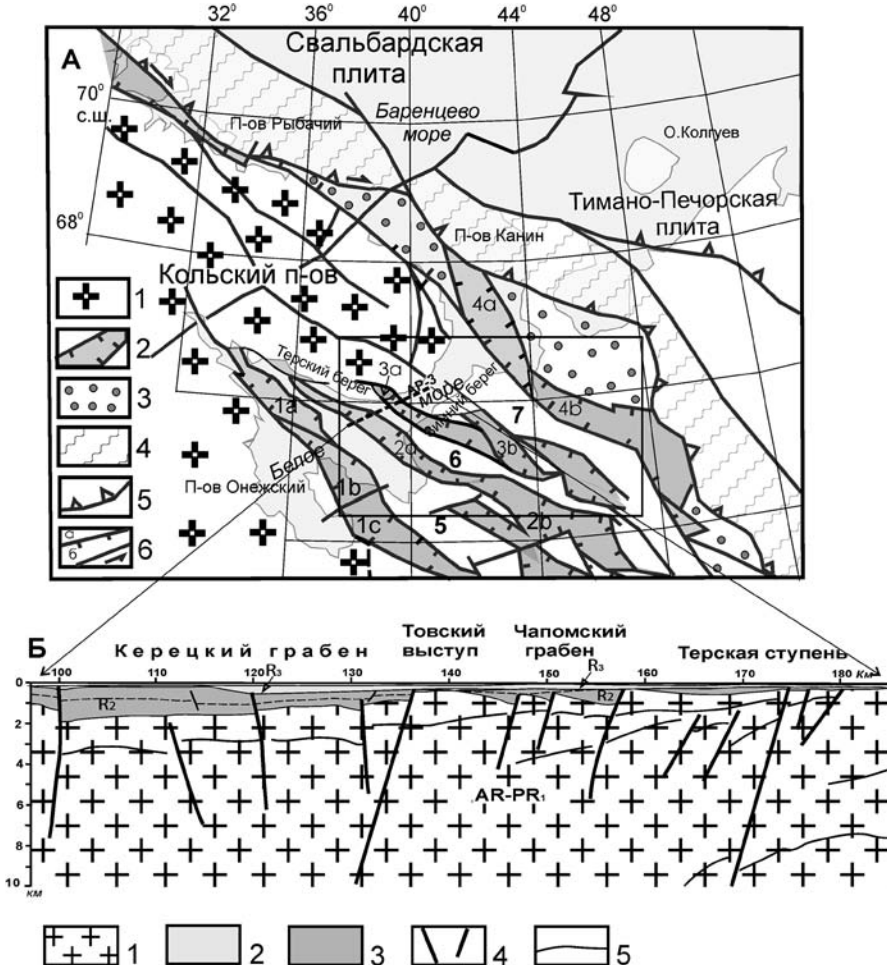


Рис. 2. А. Схема тектоники Беломорского региона: 1 – Балтийский щит; 2 – рифейские палеорифты; 3 – Притиманский прогиб; 4 – Тимано-Варангерский пояс байкалид; 5 – конвергентный шов; 6 – сбросы (а) и сдвиги (б). Цифры на схеме: 1 – Онежско-Кандалакшский палеорифт: грабены 1a – Кандалакшский, 1b – Центральный, 1c – Онежский; 2 – Керецко-Пинежскский палеорифт: грабены 2a – Керецкий, 2b – Пинежский, 3 – Чапомо-Лешуконский палеорифт: грабены 3a – Чапомский, 3 b – Лешуконский; 4 – Мезенский палеорифт: 4a – Понойская впадина, 4b – Усть-Мезенский грабен; выступы фундамента: 5 – Архангельский, 6 – Товский, 7 – Кулойский. Прямоугольником показан контур рис. 2.

Б. Фрагмент сейсмогеологического разреза верхней части земной коры вдоль опорного профиля МОВ ОГТ АР-3. Местоположение профиля см. на рис. 2 А.

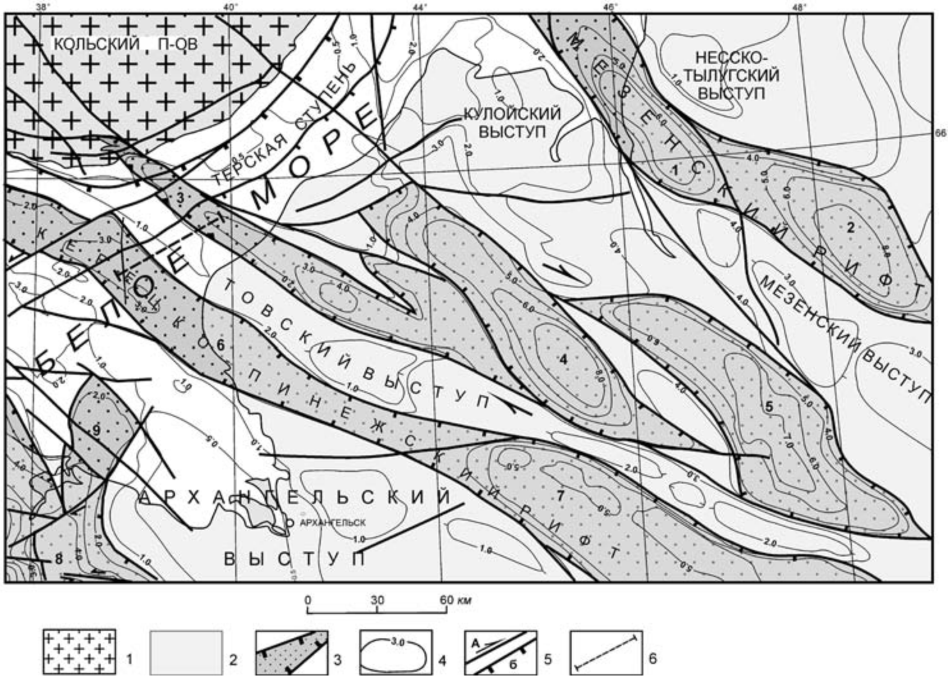


Рис. 3. Тектоническая схема центральной части палеорифтовой системы Белого моря: 1 – Балтийский щит; 2 – площадь развития платформенного чехла; 3 – рифтогенные грабены; 4 – изолинии рельефа поверхности кристаллического фундамента (в км); 5 – разломы: а – сдвиги, б – сбросы: 6 – линия фрагмента сейсмоакустического профиля 200615, изображенного на рис. 4. Цифры на схеме – грабены: 1 – Усть-Мезенский, 2 – Сафоновский, 3 – Чапомский, 4 – Лешуконский, 5 – Азопольский, 6 – Керецкий, 7 – Пинежский, 8 – Онежский грабен Онежско-Кандалакшского палеорифта, 9 – Унский.

эти отложения по данным сейсмостратиграфии подразделяются на средне- и верхнерифейские пострифтовые мощностью до 2,5–3 км и нижележащие среднерифейские рифтовые мощностью, видимо, до 5–6 км. В Азопольской впадине максимальная мощность чехла достигает 6,5–7 км, из которых рифейские отложения составляют 4,5–5 км, в том числе пострифтовые едва ли больше 2 км. Протяженность Лешуконского грабена составляет не менее 550 км, а ширина обычно от 50 до 60 км. С юго-запада Лешуконский палеорифт ограничен Товским выступом фундамента, отделяющим его от Керецко-Пинежского палеорифта, а с северо-востока – Кулойским и Мезенским выступами. В то же время вдоль северо-восточного края Товского выступа в рельефе фундамента зафиксирован узкий (20–25 км) и протяженный желоб с глубиной погружения фундамента до 4 км. Он кулисообразно примыкает своим юго-восточным окончанием к Лешуконскому грабену, а к северо-западу достигает побережья пролива Горло Белого моря *(Гипсометрическая карта..., 2001)*.

На противоположном берегу пролива Горло, на юго-восточном побережье Кольского полуострова в низовьях р. Чапомы расположен Чапомский грабен, представляющий собой небольшую по размерам (20×10 км) впадину в архейском кристаллическом фундаменте, выполненную терригенными образованиями чапомской свиты позднерифейского возраста. Впоследствии эти образования были отнесены к самой верхней алевролитовой пачке разреза терской свиты, породы которой распространены вдоль южного побережья Кольского полуострова и выполняют грабены Онежско-Кандалакшского палеорифта. В составе терригенной толщи Чапомского грабена преобладают пестроцветные алевролитовые и глинистые породы с хлорит-карбонатным цементом. В верхней части разреза среди глинистых алевролитов встречаются прослои темно-серых до черных карбонатных алевролитов, чередующихся с глинистыми доломитами. В породах отмечаются знаки ряби и многочисленные трещины усыхания, свидетельствующие о неоднократном, очевидно, кратковременном осушении бассейна. Чапомский грабен имеет асимметричное строение: распространение рифейских осадочных пород резко ограничивается с северо-востока сбросом северо-западного простирания, а западное ограничение впадины имеет более сложные в плане очертания с субширотными маломощными языками песчаников и конгломератов, несогласно залегающими на гранито-гнейсах. Максимальные мощности отложений чапомской свиты, разрез которой почти непрерывно вскрыт в долине р. Чапома, отмечаются в осевой части грабена и вдоль его северо-восточного борта, достигая 300 м.

Накопление осадков чапомской свиты происходило в условиях мелководного морского бассейна в обстановке непрерывного погружения дна при незначительных его колебаниях, зафиксированных в ритмичном строении толщи. В ней был выделен удивительно разнообразный комплекс акритарх хорошей сохранности *(Коноплева, 1979)*, включающий наряду с верхнерифейскими отдельные типично вендские формы. Аналогичный верхнерифейский комплекс акритарх установлен в пачке переслаивания алевролитов и черных аргиллитов скв. Усть-Няфтинской (инт. 2050–2607 м), пробуренной в Усть-Мезенской рифтовой впадине. По всем признакам чапомская свита коррелируется и с няфтинской свитой (верхи верхнего рифея) из Средне-Няфтинской скважины № 21 *(Вейс и др., 2004)*.

Сеть разломов, развивавшихся конседиментационно, усложнялась в процессе формирования осадочного чехла, что привело к дроблению рифейских образований на блоки. Отмечаются смещения блоков друг относительно друга с элементами вращения и с резкими изменениями наклона пластов, что может свидетельствовать о листрическом характере разломов. Разломы, разделяющие блоки рифейских пород, выражены зонами катаклаза мощностью 1–2 м с подворотом слоев, будинажем прослоев песчаников и гравеллитов, гофрированной складчатостью аргиллитов, многочисленными зеркалами скольжения по мелким дуговым трещинам. В обнажениях отмечаются сбросовые смещения до нескольких метров, хотя для разно наклонных блоков можно предполагать и существенно большие амплитуды. Таким образом, Чапомский грабен несет в себе признаки рифтогенной структуры, сформировавшейся в процессе континентального рифтогенеза в позднерифейское время.

Нами ранее высказывалось предположение *(Балуев, 2006)* о том, что Чапомский грабен является фрагментом северо-западного окончания Лешуконского палеорифта, фундамент которого был опущен по системе сбросов пролива Горло Белого моря на борту Мезенской синеклизы. Однако фактических данных, подтверждающих это предположение, до последнего времени практически не было, и только недавно, благодаря геолого-геофизическим исследованиям акватории Белого моря, проведенным ОАО МАГЭ, появились материалы, свидетельствующие о существовании грабенообразных структур на юго-восточном продолжении Чапомского грабена в акватории пролива Горло Белого моря. На профиле АР-3, пересекающим Белое море в северо-восточном направлении от северной оконечности Соловецких островов через пролив Горло (см. рис. 2А), зафиксировано в 20 км к ЮВ от грабена его продолжение. Здесь грабен представляет собой погружение фундамента более, чем на 1,5 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным, осложненным двумя наклонными блоками (рис. 2Б).

На сейсмическом разрезе в толще, выполняющей Чапомский грабен, выделяется два седиментационных комплекса, также как и в остальных грабенах рифтовой системы Белого моря (рис. 4). Нижний комплекс выполняет грабен и соответствует, вероятно, среднерифейским отложениям, а верхний нивелирует рельеф фундамента и соответствует верхнерифейским отложениям, которые обнажаются на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Следует отметить, что по данным сейсмического профилирования терригенная толща, выполняющая грабены, местами дислоцирована, формируя пологие складки, оси которых ориентированы преимущественно вдоль простирания грабенов, а иногда выделяются и структуры надвигового характера (см. рис. 4). Вергентность дислокаций свидетельствует о воздействии сжимающих напряжений со стороны тиманид, возникших, скорее всего, во время коллизии, произошедшей близко к временному рубежу венда и кембрия при причленении к северо-восточной окраине Восточно-Европейского кратона континента Арктида *(Кузнецов и др., 2005 а,б; Кузнецов, 2009а,с; Kuznetsov et al., 2007)*.

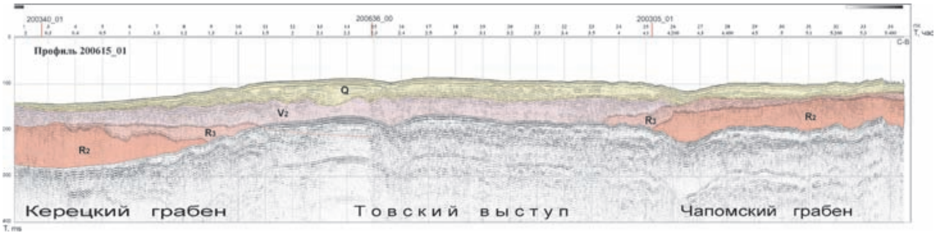


Рис. 4. Фрагмент сейсмогеологического разреза по профилю 200615 НСАП, секущий Керецкий и Чапомский грабены и разделяющий их Товский выступ. Положение профиля см. на рис. 2.

Как было отмечено, большинство рифтогенных разломов постоянно подновлялись в процессе углубления трогов. Это характерно также и для неотектонического этапа, что выражается в резком изменении мощностей современных осадков на сейсмоакустических профилях *(Шлыкова, Тарасов, 2006)*. Активизированные разломы отчетливо выражены в рельефе морского дна и образуют единый структурный ансамбль с главными разломами, контролирующими продолжение Чапомского грабена на побережье Кольского полуострова. Таким образом, по ряду признаков структурное единство отдельных фрагментов трога, выявленных на сейсмопрофилях, не вызывает сомнений. Со стороны Зимнего берега Белого моря к зафиксированному сейсмическим профилем продолжению Чапомского грабена подходит, как уже отмечалось, хорошо выраженное в рельефе кристаллического фундамента западное ответвление Лешуконского грабена в виде довольно узкого, но протяженного желоба (Падунского грабена).

Таким образом, согласно новым данным Чапомский грабен протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 200 км через пролив Горло до кулисообразного сочленения его с Лешуконским грабеном, представляя собой фактически один из сегментов Лешуконского палеорифта. С юго-запада Чапомский грабен ограничивает Товский выступ, отделяющий его от Керецкого грабена, а с северо-востока он ограничен Терской ступенью, переходящей севернее в Кулойский выступ. На Кольском полуострове, который представляет собой высоко поднятый блок фундамента платформы, обнажается всего лишь северо-западная оконечность грабена и, вероятно, верхняя часть разреза его выполнения. Чтобы подчеркнуть единство этой палеорифтовой зоны, имеет смысл называть ее «Чапомо-Лешуконским палеорифтом» в отличие от традиционного «Керецко-Лешуконского». Тем более, что Керецкий грабен, переходящий к юго-востоку в Пинежский грабен (см. рис. 2, 3), как оказалось, никак не соприкасается с Лешуконским, т.к. отделен от него Товским выступом кристаллического фундамента, представляющего собой узкую (20–30 км) гряду, вытянутую от юго-восточного побережья Кольского полуострова примерно на 450 км в юго-восточном направлении. Кулисообразное расположение рифтогенных впадин Чапомо-Лешуконского палеорифта, сама форма собственно Лешуконской и Азопольской впадин близкая к пул-апарту (pull-apart), предполагает их заложение и развитие в режиме транстенсии с элементами правостороннего сдвига вдоль крутых северо-восточных бортов грабенов. Такой режим, как отмечает Ю.Г. Леонов (2001), лучше всего согласуется с действием внешних сил, т.е. с пассивным рифтингом. Этот режим мог возникнуть при вращении древней континентальной плиты Балтика против часовой стрелки во время распада суперконтинента Палеопангея на рубеже среднего и позднего рифея *(Балуев, 2006)*, когда северо-восточная (в современных румбах) пассивная окраина Балтики испытывала косое растяжение.

Подводя итог, следует подчеркнуть, что палеорифтовая система Белого моря, простирающаяся вдоль края ВЕП, согласно новым данным состоит из четырех субпараллельных рифтовых зон (ветвей): Онежско-Кандалакшской (Кандалакшско-Двинской), Керецко-Пинежской, Чапомо-Лешуконской и Понойско-Мезенской (Баренцевоморской), разделенных соответственно Архангельским, Товским и Кулойско-Мезенским выступами кристаллического фундамента (см. рис. 1, 2 а).

2. Тектоника Онежско-Кандалакшского палеорифта

Онежско-Кандалакшский палеорифт входит в состав рифтовой системы Белого моря, протягивающейся вдоль северо-восточного края ВЕП и сформировавшейся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем-позднем рифее. Палеорифт по своему строению делится на три основных сегмента: Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Центральную и Онежскую впадины *(Константиновский, 1977)* и ряд менее крупных впадин (рис. 5). Сегменты палеорифта представляют собой полуграбены с переменной полярностью, разделенные перемычками, представляющими собой выступы кристаллического фундамента.

На северо-западном окончании Кандалакшской впадины расположен еще один относительно небольшой сегмент рифтовой структуры протяженностью около 80 км – Колвицкий *(Балуев и др., 2000)*, также отделенный от основного

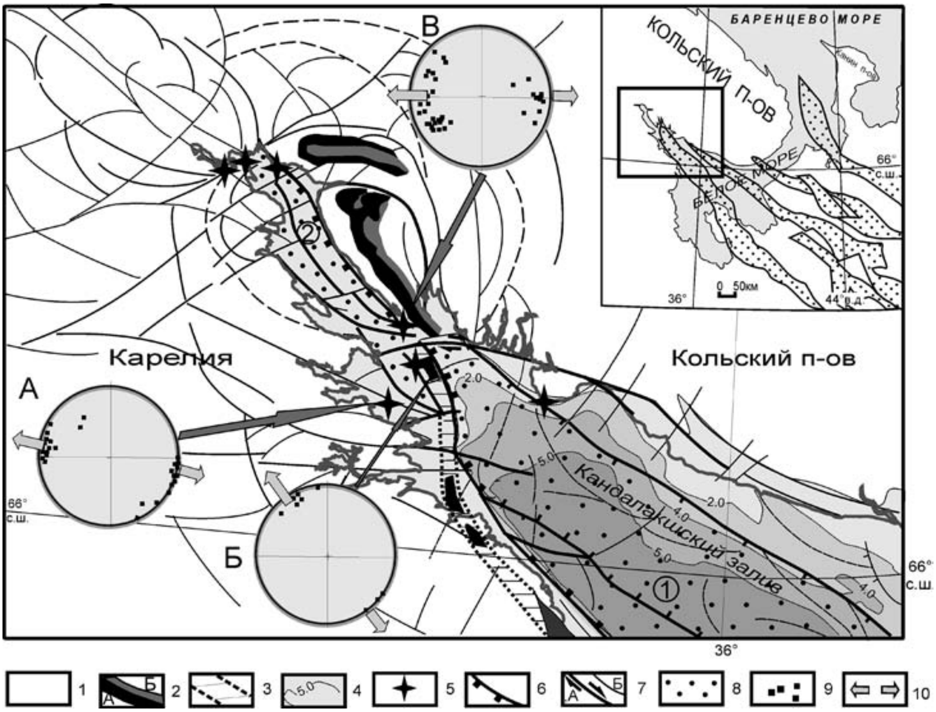


Рис. 5. Тектоническая схема северо-западной части Онежско-Кандалакшского палеорифта. 1 – раннедокембрийские нерасчлененные образования Балтийского щита; 2 – Колвицкий массив (2,45 млрд. лет) и его аналоги: А – анортозиты, Б – эклогитоподобные породы; 3 – предполагаемая зона трассирования глубинных образований вдоль главного сброса палеорифта; 4 – синрифтовые терригенные образования среднего рифея и их мощность в км; 5 – поля щелочных даек девонского возраста; 6 – сбросы, 7 – сдвиги (А) и прочие разломы (Б); 8 – площадь развития современных грабенов; 9 – положение полюсов плоскостей даек на стереограмме (нижняя полусфера); 10 – ориентировка осей тектонических напряжений растяжения в момент внедрения даек. Стереограммы полей щелочных даек: А – Кузокоцкого, Б – Средних Луд, В – Качинного. Цифры в кружках – грабены: 1 – Кандалакшский, 2 – Колвицкий. На врезке – положение участка тектонической схемы в системе палеорифтов Белого моря.

грабена косой межвпадинной перемычкой, выраженной подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью в виде островов Средние Луды. Этот сегмент представляет собой мелководную (до 70 м) северо-западную часть Кандалакшского залива с многочисленными островками, сложенными породами кристаллического фундамента.

Онежско-Кандалакшский палеорифт пережил активизацию в палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Формирование бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность, т.к. впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания Кандалакшского грабена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений.

По данным последних сейсмических исследований в акватории Белого моря, мощность рифейских отложений в пределах Кандалакшского грабена оказалась больше фактически в 2-2,5 раза, чем предполагалось ранее, и достигает порядка 8 км *(Журавлев, 2007)*, однако ареал их распространения был установлен недостаточно точно. Так, на геологических картах последнего поколения *(Государственная..., 2004)* в Кандалакшском заливе на островах архипелага Средние Луды и к северо-западу от них, в пределах молодого (позднекайнозойского) Колвицкого грабена, показаны рифейские отложения, что не соответствует действительности.

В результате полевых исследований 2007 г. *(Балуев, Пржиялговский, Терехов, 2008; 2009)* (рис. 5, 6) была установлена граница замыкания рифейского Кандалакшского грабена разломом, выраженным крутой ступенью (эскарпом) межвпадинной перемычки, возвышающейся над водной поверхностью в виде цепочки островов архипелага Средние Луды. Последние сложены анортозитами, которые по своим особенностям аналогичны анортозитам Кандалакшско-Колвицкого массива, обнажающимся на побережье в районе Ильинской Губы. Колвицкий габбро-анортозитовый массив с возрастом пород 2,45 млрд. лет *(Фонарев, 2004)* характеризуется ярко выраженной тектоно-магматической

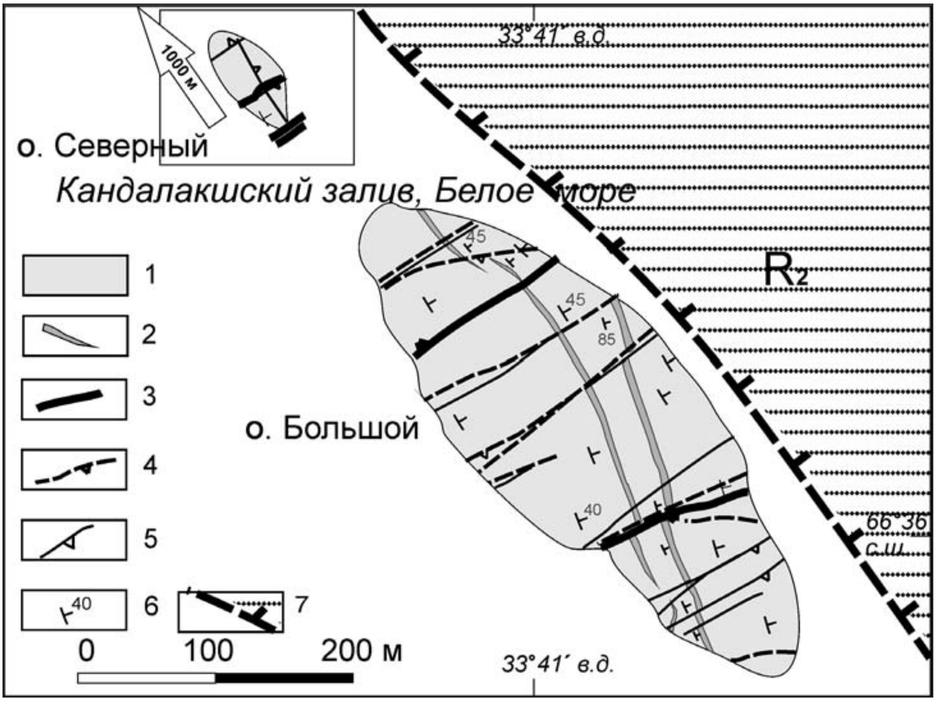


Рис. 6. Структурно-геологическая схема островов Средние Луды. 1 – анортозиты; 2 – прослои эклогитоподобных пород; 3 – дайки щелочных пикритов; 4 – жильные зоны мусковитизации плагиоклаза («фиолетизации»); 5 – кварц-кальцитовые жилы; 6 – элементы залегания анортозитов; 7 – сброс, ограничивающий распространение терригенных пород рифея в Кандалакшском грабене.

расслоенностью и моноклинально падает на СВ под углами 30-70°. В верхней части габбро-анортозитового массива встречаются послойные тела (мощностью до 2 м) эклогитоподобных пород гранат-клинопироксенового состава. На островах Средние Луды анортозиты в виде пластового тела, падающего к северо-востоку под углом около 45°, также содержат прослои эклогитоподобных пород мощностью до 1 м. Весь набор признаков позволяет коррелировать анортозиты Средних Луд с верхней частью Колвицкого массива. Это обстоятельство приводит к мысли о том, что они кулисообразно смещены в плане относительно линии простирания тел анортозитов Колвицкого массива почти на 10 км, предположительно по субширотному разлому замыкания рифейского грабена (см. рис. 5).

При сбросовом или сдвиго-сбросовом правостороннем смещении по этому разлому амплитуда смещения должна составлять несколько километров. Подобное смещение, вероятно, образовалось в результате развития структуры замыкания рифейского грабена и последующей пропагации рифта в палеозое (?) и в новейшее время.

На трех островах арх. Средних Луд впервые обнаружены дайки щелочного (мелилитит-нефелинитового) состава, по геохимическим особенностям идентичные среднепалеозойским с возрастом 360–380 млн. лет, обнажающимся на Кандалакшском берегу Белого моря, и зоны дробления с жильными образованиями (рис. 6). Щелочные дайки и жилы в данном случае маркируют структуры среднепалеозойского этапа активизации палеорифта. Эти дайки по бортам грабена слагают своеобразные кусты, между которыми расположены участки, где они почти отсутствуют. Кусты даек пространственно приурочены к узлам пересечения основных рифтообразующих разломов, испытывавших во время внедрения сдвиговые напряжения, с дуговыми разломами, которые образовались на конце развивавшегося палеорифта *(Васильева, Пржиялговский, 2006; Моралев и др., 2002)*.

Анализ направлений и амплитуд смещения по главенствующим трещинам на архипелаге Средние Луды позволил установить ориентировку главных осей палеонапряжений в центральной зоне палеорифта в период его палеозойской активизации, что важно, учитывая удаленность островов от других точек наблюдений на бортах рифтовой зоны. Судя по кучному расположению на стереопроекции полюсов даек и близких им по возрасту трещин, в палеозое в условиях преобладающего одноосного растяжения ось наибольшего растяжения полого погружалась на северо-запад. В данных условиях, типичных для вершины растущего рифта, здесь развивались сбросовые и сдвиговые трещины северо-восточного простирания, выполненные дайками и жилами, которые в дальнейшем подновлялись (возможно, с правосторонней сдвиговой составляющей) на неотектоническом этапе. На северо-восточном борту современного Колвицкого грабена зафиксированы правосторонние смещения блоков пород кристаллического фундамента вдоль разрывов северо-западного и субмеридионального простирания *(Чувардинский, 2000)*. В это время поднятие Средних Луд представляло собой уже перемычку между двумя «разнополярными» трогами, которая могла играть роль зоны аккомодации, т.е. зоны приспособления и переноса напряжений растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой (рис. 7).

Таким образом, здесь наблюдается классическая схема сегментации континентальных рифтов *(Bosworth, 1985)*, согласно которой рифты состоят из полуграбенов (сегментов) с переменной полярностью, при этом главный граничный

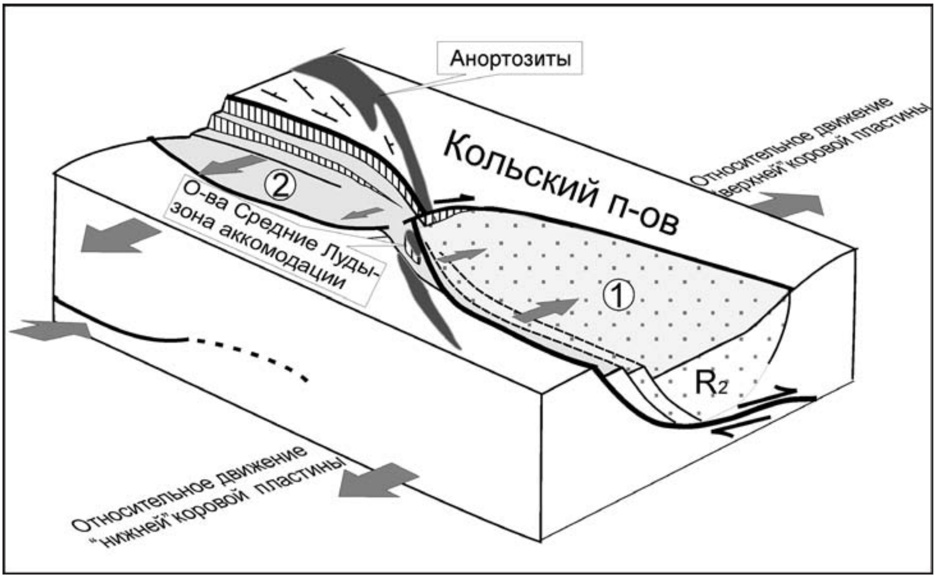


Рис. 7. Принципиальная кинематическая схема сегментации северо-западного фланга Онежско-Кандалакшской рифтовой зоны: древний, но обновленный Кандалакшский грабен (1) и молодой Колвицкий грабен (2), разделенные межвпадинной перемычкой архипелага Средние Луды.

сброс имеет вогнутую форму, а полуграбены соединяются зонами аккомодации со сдвиговой деформацией. Следует заметить, что в данном случае речь идет о современных грабенах – Колвицком и Кандалакшском, последний из которых наследует древний рифейский грабен, и разделяющей их перемычке гряды Средних Луд. Современный Кандалакшский грабен, занимающий большую часть одноименного залива к юго-востоку от перемычки и имеющий протяженность около 300 км, также представляет собой полуграбен с более крутым юго-западным бортом и, судя по рельефу подошвы четвертичных отложений *(Тарасов, Шлыкова, 2006)*, амплитудой сброса более 200 м. В нем приподнято юго-западное плечо, а опущено восточное. Соловецкий гравитационный максимум приурочен именно к юго-западному крылу, а на Карельском берегу, также как и на Колвицком, встречаются анортозиты, гранулиты и эклогиты – образования нижних частей коры. В этом сегменте падение главного сброса направлено на северо-восток. Колвицкий грабен, занимающий часть Кандалакшского залива Белого моря к северо-западу от арх. Средние Луды, также имеет четко выраженную асимметрию, но в отличие от Кандалакшского грабена крутым его бортом с видимой амплитудой сброса более 50 м является северо-восточный. К северо-восточному крылу приурочена положительная гравитационная аномалия и на поверхность здесь выходят более глубинные породы. Поэтому можно считать, что главный сброс в этом сегменте рифтовой зоны падает на юго-запад.

Тем не менее, северо-восточный крутой склон межвпадинной перемычки, представляющий собой, по всей видимости, древний, но активизированный, листрический сброс, ограничивает распространение к западу рифейских терригенных образований, выполняющих палеорифтовый грабен. Вопрос о подновлении рифейских грабенов в палеозое и, соответственно, появления в это время зоны аккомодации, остается открытым, хотя на сейсмическом разрезе МОВ ОГТ, пересекающем Кандалакшский грабен, вдоль юго-западного борта впадины между рифейским и четвертичным сейсмокомплексами выделяется некая толща, возраст которой разными авторами интерпретируется по-разному *(Журавлев, 2007; Тарасов, Шлыкова, 2006)*. Главным же свидетельством среднепалеозойской активизации палеорифта остаются проявления щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма в пределах зоны его динамического влияния.

Таким образом, можно отметить: 1. Распространение синрифтовых рифейских терригенных образований, выполняющих Кандалакшский грабен, ограничено с запада островной грядой Средние Луды, сложенной анортозитами Колвицкого массива. 2. Островная гряда архипелага Средние Луды является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий и представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений. 3. Отмечается тенденция пространственной приуроченности заложения и активизации главных рифтообразующих разломов вдоль линейной зоны эксгумации глубинных пород на поверхность. 4. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон *(Леонов, 2001)*. Однако, в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море вряд ли стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

3. Структурная позиция внутриплитного магматизма на Баренцевоморском побережье Кольского полуострова

На баренцевоморском побережье Кольского полуострова широко распространены проявления внутриплитного магматизма основного состава. На участке от устья р. Вороньей до устья р. Йоканьга неметаморфизованные долериты Баренцевоморского комплекса обнажаются в виде силлов, пространственно и структурно связанных с разноориентированными диабазовыми дайками. Силлы, полого залегающие среди архейских гранитоидов Мурманского блока, образуют две цепочки тел, которые срезаются разломом Карпинского с северо-востока. Возраст долеритов в районе Ивановской Губы, где они занимают межпластовое положение в породах рифейского терригенного комплекса, был определен K-Ar методом еще в начале 70-х годов в интервале 975–1000 млн. лет. Для силлоподобных тел долеритов и пикродолеритов, расположенных западнее – в районе пос. Дальние Зеленцы и около пос. Лиинахамари, Sm-Nd датировки дают палеопротерозойские значения в интервале 2.23–1.9 млрд. лет *(Федотов, Марчук, 2007)*. Вопрос о том, датировались ли породы разных комплексов долеритов, занимающих близкую геологическую позицию, или это синхронные образования, остается пока открытым. Тем не менее, геологические взаимоотношения с терригенными отложениями позднего рифея-венда однозначно указывают на наличие рифей-вендского или более позднего основного магматизма в этом районе.

Нами исследовались интрузии (дайки и силлоподобное тело) Баренцевоморского комплекса, прорывающие архейские граниты и гранодиориты в районе устья р. Вороньей *(Пржиялговский, Балуев, Терехов, 2008)*. Наиболее крупное тело габбродолеритов протягивается вдоль береговой линии Баренцева моря от р. Воронья на расстояние около 5 км (рис. 8). Изученное тело является одним из нескольких аналогичных ему интрузивных тел (или фрагментов единой интрузии), протягивающихся вдоль берега моря в виде непрерывной цепи на восток и юго-восток от р. Вороньей более чем на 40 км.

На этом же участке, в непосредственной близости от силла, граниты прорывают многочисленные крутопадающие дайки мелкокристаллических диабазов двух направлений: северо-восточного и северо-западного. По мере удаления от береговой линии количество даек резко уменьшается. Мощность даек обычно составляет от метра и менее до 7–8 м, хотя некоторые достигают 25–30 м. Дайками более обильно интрудировано висячее крыло силла и именно здесь обнаруживаются наиболее мощные дайки северо-восточного простирания. По химическому составу дайки разных направлений заметно отличаются друг от друга по содержаниям TiO_2, CaO, K_20, Zr, Nb, тогда как по другим элементам весьма сходны и все они являются менее глиноземистыми, чем породы силла.

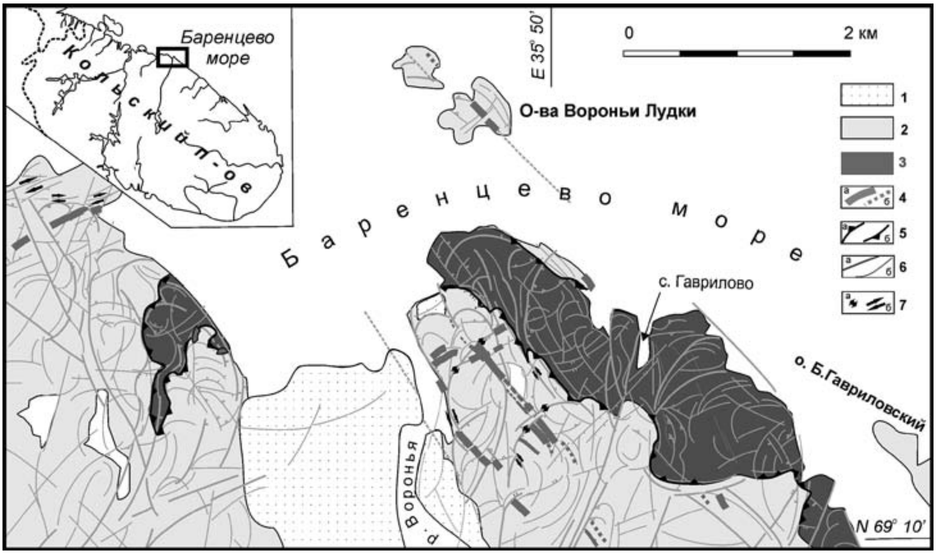


Рис. 8. Структурно-геологическая схема р-на устья р. Воронья (Мурманский берег Кольского п-ова). 1 – четвертичные отложения; 2 – граниты и гранодиориты мигматизированные (архей-палеопротерозой); 3-4 – магматические образования основного состава баренцевоморского комплекса: 3 – силлы, 4 – дайки; 5 – контакты силла с вмещающими гранитами с указанием направления падения; 6 – разрывные нарушения: а – разломы, б – трещины; 7 – кинематические характеристики разломов: а – сбросы, б – сдвиги.

Образование в единой динамической обстановке практически синхронных субгоризонтальных и вертикальных (двух направлений) трещинных интрузий предполагает обстановку объемного растяжения, что в категориях стресс-анализа выражается некоторой удлиненностью оси эллипсоида деформаций и неустойчивостью положения его длинной оси при взаимозаменяемости осей наибольшего сжатия δ1 и промежуточной δ2. Подобные условия можно ожидать в геодинамических обстановках, когда однонаправленное растяжение не стабилизируется однонаправленным сжатием.

Такова, в частности, обстановка бортовых зон растущих рифтовых трогов. Стабилизирующая роль силы тяжести при формировании упорядоченной системы листрических сбросов не столь очевидна на гипабиссальном уровне при небольшой нагрузке вышележащих пород, а силы трения на границах блоков пород между субвертикальными сбросами способствуют развитию субгоризонтальных поверхностей отслаивания (при наличии расслоенных комплексов) или соответствующих раскрывающихся трещин, поперечных направлению сбросовых подвижек. При этом наклон пологих трещин растяжения в сторону трога или наоборот может быть разным даже в соседних блоках, точно так же как по-разному оказываются наклонены в бортовых зонах пачки осадочных пород. В условиях преобладающего растяжения доминирующими структурами являются трещины отрыва, ориентировка которых может определяться малозначительными в других обстоятельствах факторами – анизотропией и прочностью блоков пород, незначительными изменениями направлений подвижек (например, появлением транстенсивной составляющей вдоль сбросовых структур) и другими.

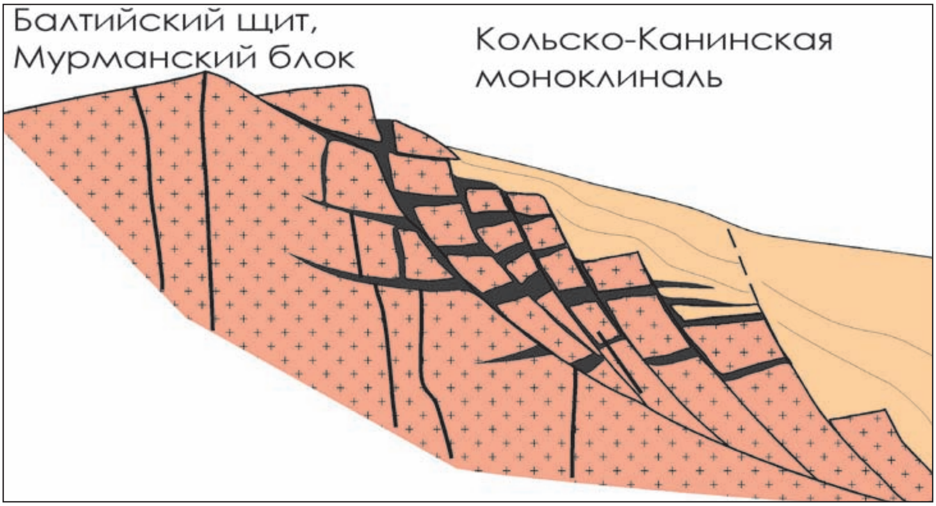


Рис. 9. Принципиальная модель формирования комплекса долеритовых даек и силлов в борту развивающегося грабена.

Предполагается, что появление Баренцевоморского магматического комплекса генетически связано с процессами континентального рифтинга, которые активизировались в среднем-позднем рифее вдоль древней континентальной окраины Балтики (рис. 9). В настоящее время рифейская рифтогенная впадина погребена под толщей более молодых осадков в пределах акватории Баренцева моря, а Мурманский блок Балтийского щита являлся, по всей видимости, приподнятым и впоследствии эродированным плечом этого рифта, в связи с чем на поверхность выведены наиболее древние (архейские) породы фундамента платформы.

4. Новые данные по тектонике Свальбарда (Шпицбергена)

Архипелаг Свальбард (о. Шпицберген и рядом расположенные крупные и мелкие острова) находится на крайнем северо-западе Баренцева моря. На островах архипелага Свальбард все додевонские образования традиционно трактуются как каледонский фундамент и объединяются в супергруппу Гекла Хук *(Харланд; 1964; Harland, 1959, 1972, 1997; H arland et al., 1993; Harland, Wilson, 1956; Kulling, 1934)*. Наиболее крупные выступы комплексов супергруппы Гекла Хук располагаются на о. Шпицберген, где они почти непрерывной полосой прослеживаются вдоль его западного побережья и на п-ове Новая Фрисландия. Кроме того, этими образованиями сложен о. Принца Карла, расположенный невдалеке от западного побережья Шпицбергена, а также значительная часть о. Северо-Восточная Земля и рядом расположенных мелких островов (рис. 10). На основании выявленных особенностей строения комплексов в составе супергруппы Гекла Хук выделено большое количество серий (групп), свит (формаций) и более дробных регионально-геологических подразделений.

Более высокие части разреза представлены комплексами, традиционно коррелируемыми с «формацией древнего красного песчаника» (Old Red Stones Formation или ORS Fm.) и выполняющими на Шпицбергене несколько субмеридианально ориентированных грабеновых структур – грабен Андрееланд-Диксонланд (Andreeland-Dicksonland Graben) и грабен Раудфьорден (Raudfjorden Graben) (рис. 10). Этот комплекс по стилю строения и возрасту аналогичен выполнению грабеновых структур, расположенных в других регионах, где они являются индикаторами рифтогенных обстановок. К таким структурам относятся грабен Осло *(Хольтедаль, 1957)* и грабеновые структуры, расположенные в регионах, значительно удаленных от скандинавских каледонид, таких, как, например, Печорская плита, острова Новой и Северной Земли *(Зоненшайн и др., 1990)*.

Широко распространенные на Свальбарде (центральная и южная часть Шпицбергена, о. Баренция и о. Енджоя, ЮЗ часть о. Северо-Восточная Земля, острова Земли короля Карла) последевонские образования представлены слоистыми комплексами платформенного типа. Эти образования дислоцированы незначительно, за исключением районов, приближенных к западному побережью о. Шпицберген, где позднепалеозойские и мезозойские толщи интенсивно перемяты. Этот пояс вошел в литературу под названием Западно-Шпицбергенского третичного складчато-надвигового пояса (см. например, *Berg, Grogan, 2003* и ссылки там). Однако существуют весьма убедительные доказательства того, что основной этап дислокаций в пределах пояса предшествовал времени накопления кайнозойской части этого осадочного комплекса – см. обзор этой проблемы в работе *(Гусев, 1999)*. На этом основании мы предпочитаем именовать его Западно-Шпицбергенским складчато-надвиговым поясом, без уточнения его возраста в названии.

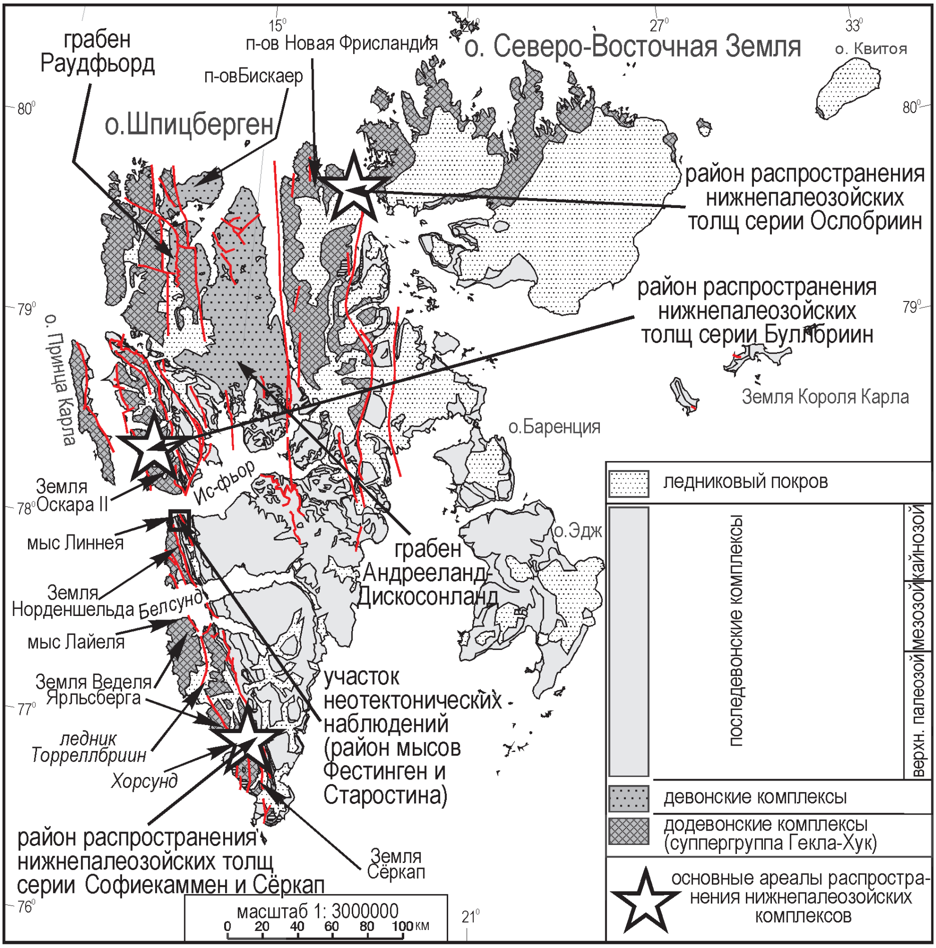


Рис. 10. Принципиальная схема строения архипелага Свальбард, по Dallman et al., 1999, с упрощениями и изменениями.

4.1. Некоторые структурно-геологические характеристики верхнедокембрийских комплексов Свальбарда

В разрез верхней части супергруппы Гекла Хук – додевонского фундамента (структурного основания) Свальбарда – традиционно включаются толщи вендского и раннепалеозойского возраста *(Красильщиков, 1973; Харланд, 1964; Harland, 1959, 1972, 1997; Harland et al., 1993; Harland, Wilson, 1956; Kulling, 1934)*. Например: позднедокембрийские тиллиты серии Полярисбриин, а также преимущественно карбонатные толщи раннепалеозойской серии Ослобриин (северо-восток п-ова Новая Фрисландия и восток о. Северо-Восточная Земля); позднедокембрийские тиллиты группы мыса Лайеля и их возрастные аналоги – филлиты свиты Госхамна, а также терригенно-карбонатные толщи раннепалеозойской серии Софиекаммен (Земля Веделя Ярльсберга, ЮЗ Шпицберген).

Очевидно, что именно совместное включение позднедокембрийских и нижнепалеозойских стратифицированных комплексов Свальбарда в состав верхней части супергруппы Гекла Хук способствовало тому, что вплоть до настоящего времени без должного на то обоснования полагается, что верхнедокембрийские и нижнепалеозойские стратиграфические последовательности связаны между собой постепенным переходом, т.е. верхний докембрий и нижний палеозой соотносятся между собой без стратиграфического перерыва и несогласия *(Gee, Tebenkov, 2004; Gee, 2005 и др.)*. Кроме того, на этом же основании, еще начиная с ранних работ Б. Харланда, К. Вильсона *(Harland, 1956, Harland, Wilson, 1956 и др.)* и других исследователей и вплоть до настоящего времени, многие исследователи *(Gee, 2005; Gee, Tebenkov, 2004; Harland, 1997)*, утверждают, что верхнедокембрийские и нижнепалеозойские образования Свальбарда аналогичны одновозрастным комплексам каледонид Западной Гренландии. Это позволяет им рассматривать в целом древние комплексы и структуры Свальбарда как северо-восточное продолжение скандинавских каледонид. При этом подчеркивается, что на Шпицбергене не проявилась или почти не проявилась тиманская орогения *(Gee, Tebenkov, 2004)*, и в палеотектоническом смысле верхнедокембрийские и нижнепалеозойские комплексы и структуры Шпицбергена считаются фрагментами Лаврентии.

Однако нижнепалеозойские комплексы Свальбарда по характеру своего строения (состав, мощности, степень метаморфических преобразований) ничем принципиально не отличаются от комплексов, слагающих чехлы платформенных областей. Это весьма существенно отличает их от распространенных в пределах архипелага позднедокембрийских образований. В отличие от маломощных раннепалеозойских терригенно-карбонатных толщ платформенного типа позднедокембрийские образования представлены здесь, в числе прочего, – вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, гранитоидами, габброидами и ультрабазитами (офиолитами), преобразованными местами в условиях эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и даже эклогитовой фаций метаморфизма.

Необходимо отметить, что нижнепалеозойские образования на Свальбарде пользуются существенно меньшим распространением, чем позднедокембрийские комплексы. Нижний палеозой известен лишь в трех его районах (рис. 10): 1) на ЮЗ Шпицбергена – Земля Сёркапп и юг Земли Веделя Ярльсберга (серия Сёркапп и серия Софиекаммен, соответственно); 2) в средней части западного побережья Шпицбергена – Земля Оскара-II (серия Буллбриин); 3) на СВ Свальбарда – северо-восток п-ова Новая Фрисландия, северо-запад о. Северо-Восточная Земля и на мелких островах в заливе Мурчисона и в проливе Хинлоппенстрит (серия Ослобриин). Недавно на примере всех трех районов развития нижнепалеозойских образований на Свальбарде было показано, что они залегают на подстилающем их позднем докембрии с перерывом и несогласием *(Кузнецов и др., 2009, Кузнецов, 2009 б,в)*. Далее будет показано, что, в отличие от устоявшихся представлений, нижнепалеозойские и позднедокембрийские образования Свальбарда разделены также и структурным несогласием.

4.1.1. Верхнедокембрийские комплексы южной части Земли Веделя Ярльсберга (структурно-геологические характеристики)

Верхнедокембрийские комплексы Свальбарда в своем весьма типическом виде широко представлены на Земле Веделя Ярльсберга (ЗВЯ), расположенной на юге западного побережья о. Шпицберген – между заливами Белсунд (на севере) и Хорсунд (на юге). В пределах ЗВЯ область распространения позднедокембрийских образований разделена гигантским ледником Торреллбриин (Torrelianbreen) на две части – северную и южную. Ареал распространения верхнедокембрийских образований южной части ЗВЯ разделен зоной разлома Вимсодден–Косибапассет северо-западного простирания на юго-западный и северо-восточный домены *(Czerny et al., 1993; Mazur et al., 2009).*

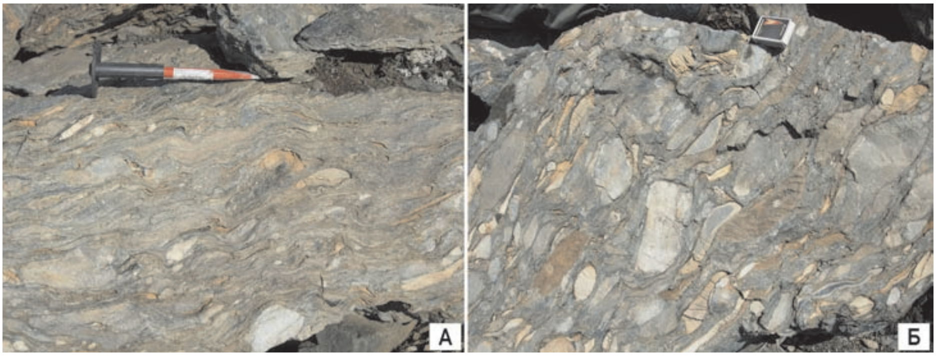


Рис. 12. Деформированные класты в метаконгломератах свиты Слингфьеллет (северо-восточный домен): А – в приближенной к зоне разлома Вимсодден–Косибапассет части северо-восточного домена; Б – на некотором удалении от зоны разлома Вимсодден–Косибапассет.

Разломная зона Вимсодден–Косибапассет характеризуется крутыми юго-западными падениями плоскостей сланцеватости и милонитизации, а также минеральной линейностью (stretching lineation), ориентированной в направлении северо-запад – юго-восток, погружающейся под разными углами к юго-востоку и к северо-западу шарнирами частных складок (рис. 11). Такое сочетание пространственных ориентировок элементов мезоструктуры указывает на северо-западное и юго-восточное простирание осей растяжения. На такое же направление растяжения указывают результаты изучения удлиненности «растянутых» галек в метаконгломератах (рис. 12) в приближенной к зоне Вимсодден–Косибапассет части СВ домена, где ими сложены некоторые элементы разреза, например свита Слингфьеллет и отдельные горизонты в серии Вимсодден (рис. 13).

Нами проведены детальные структурно-геологические наблюдения в пределах юго-западного домена (к юго-западу от зоны Вимсодден–Косибапассет), где распространены породы серий Исбернхамна и Эймфьеллет. Верхнедокембрийские комплексы (рис. 14) этих серий слагают крупные сопряженные складчатые формы (синклинории и антиклинории) северо-западного простирания

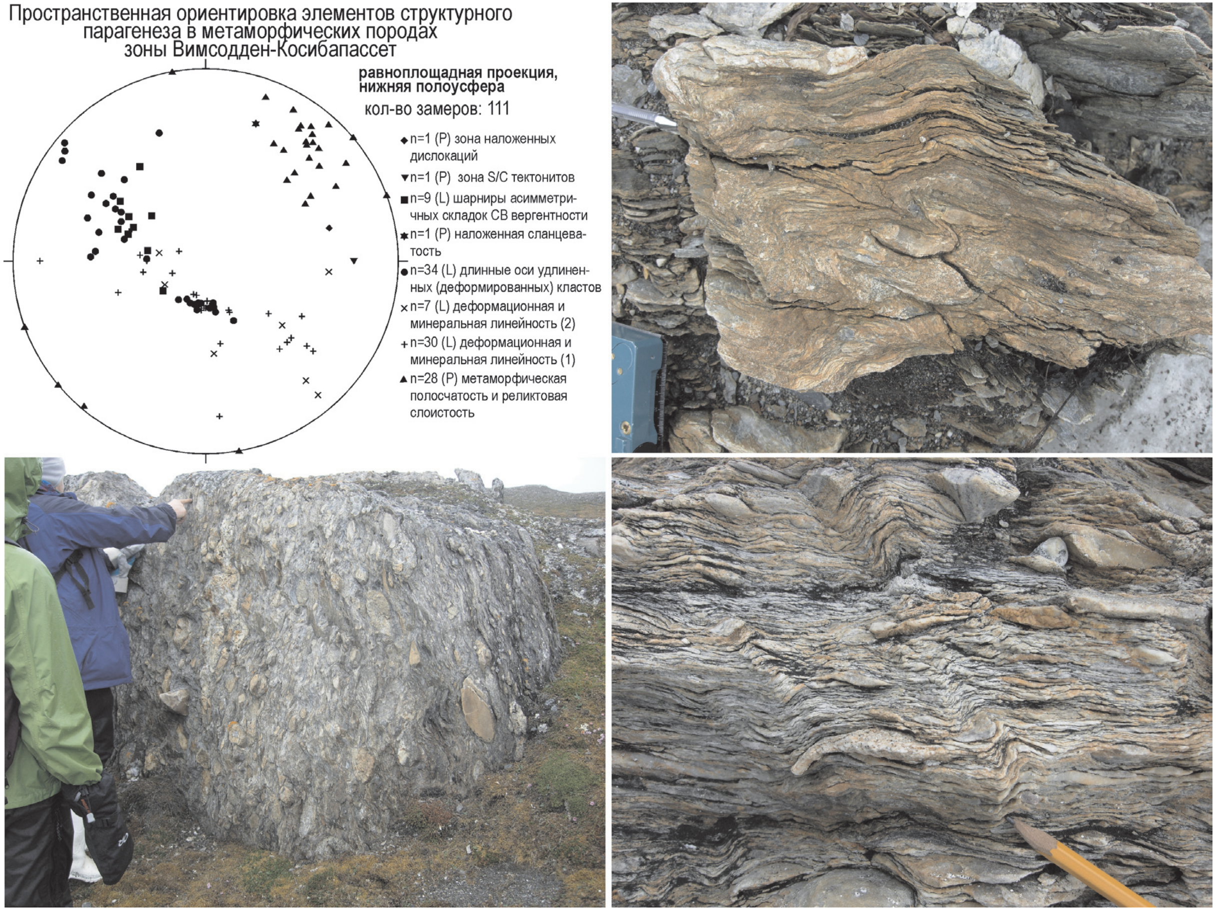


Рис.11. Пространственная ориентировка плоскостных и линейных элементов мезоструктуры, развитых в пределах разломной зоны Вимсодден–Косибапассет, и примеры деформированных кластов в метаконгломератах свиты слингфьеллет (мыс Питхолмен и южные склоны горы Енэриксфьеллет).

(Birkenmajer, 1990; Czerny et al., 1993; Ohta, Dallmann, 1996; Smullikowski, 1968). Крылья крупных складчатых форм осложнены многочисленными мезомасштабными дислокациями, которые и стали основным объектом исследования в этой части региона.

Результаты проведенного нами изучения мезоструктурных парагенезов сведены на диаграммах (рис. 15), где показана пространственная ориентировка элементов мезоструктуры совместно для метаморфических пород серий Исбернхамна и Эймфьеллет, исключая данные по кварцитам свиты Гулликсенфьеллет, а также отдельно для пород этой свиты. На обеих диаграммах видно, что шарниры изоклинальных и северо-восточно вергентных асимметричных складок преимущественно погружаются в северо-западных румбах под углами от пологих до средних. Близкую пространственную ориентировку имеют в этих породах также минеральная и деформационная линейности.

На западе южной части ЗВЯ располагается поле распространения нижнепалеозойских отложений. Эти образования представлены конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками, разнообразными карбонатными породами, дислоцированными в меридионально ориентированную довольно простую синклиналь, крылья которой осложнены позднемезозойскими или раннекайнозойскими продольными разломами *(Кузнецов и др., 2009)*. В противоположность им развитые в этой части Шпицбергена верхнедокембрийские комплексы интенсивно кливажированы, рассланцованы, вмещают «дометаморфические» тела базитов (габброидов) и гранитоидов, интрудированы телами син- и постметаморфических гранитоидов и пегматитов и смяты в изоклинальные и асимметричные складки преимущественно северо-восточной вергентности, а в более крупном масштабе слагают

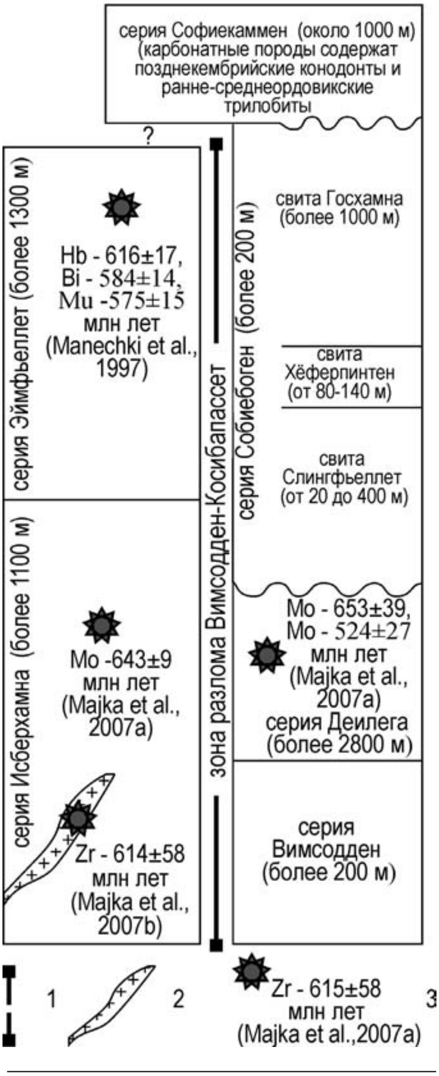
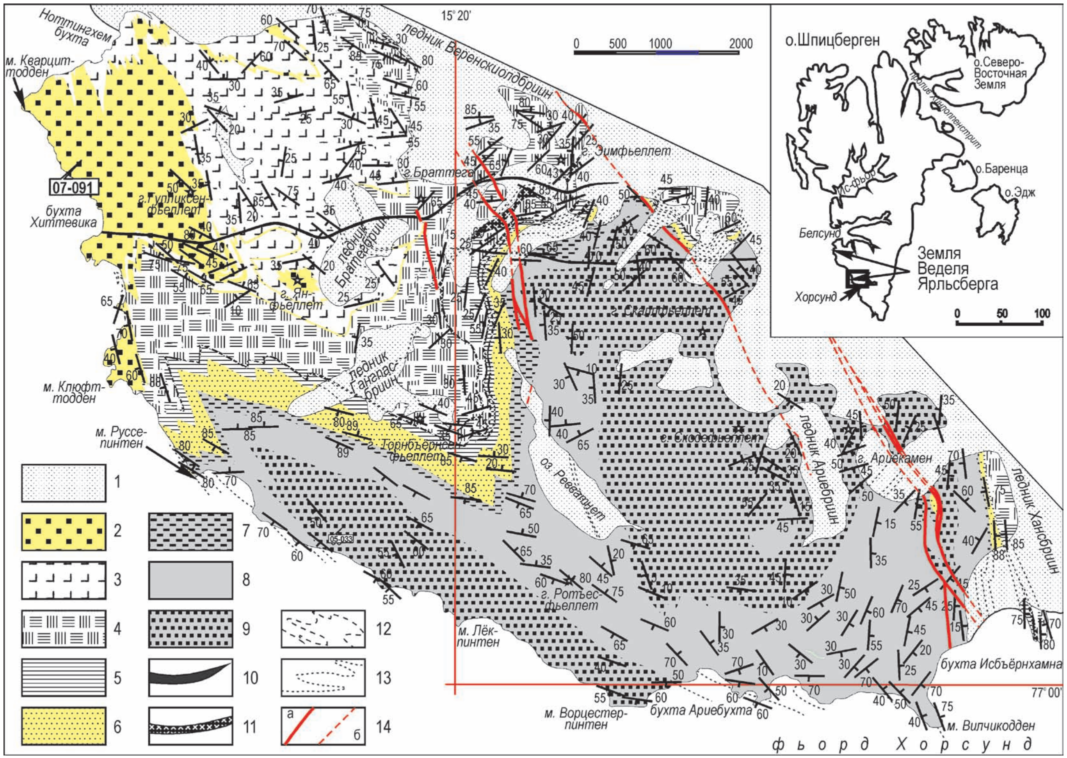


Рис. 13. Сводный стратиграфический разрез позднедокембрийских комплексов южной части ЗВЯ.
Справа – юго-западный, слева – северо-восточный домены.
1 – зона Вимсодден–Косибапассет;
2 – тела гранитных пегматитов,
3 – примерное положение мест отбора проб для изотопного и химического датирования и значения полученных возрастов (Zr – по циркону; Mo – по монациту; Hb – по роговой обманке; Bi – по биотиту; Mu – по мусковиту), более подробные комментарии в тексте, в круглых скобках – ссылки на литературные источники.

Рис. 14. Геологическое строение юго-западного домена южной части Земли Веделя Ярльсберга. Схема составлена на основе геологической карты м-ба 1:25 000 (Czerny et al., 1993) и собственных наблюдений автора. 1 – кайнозойские отложения; 2-6 – серия Эймфьеллет: 2 – кварциты свиты Гулликсенфьеллет; 3 – чередование амфиболитов и метариолитов с Cl- и Bi-сланцами и реже кварцитами – комплекс Бартеггдален; 4 – амфиболиты – комплекс Скельфьеллет; 5 – чередование белых и зеленых кварцитов и Cl-сланцев – свита Эймфьбрене; 6 – кварциты свиты Скерстранда; 7-9 – серия Исбернхамна: 7 – Gr-слюдистые кристаллосланцы и сланцы – свита Ревдаллен; 8 – желтые и белые кальцитовые мраморы, Gr-Cc-сланцы, чередующиеся Gr-парагнейсами – свита Ариекаммен; 9 – Gr-слюдистые кристаллосланцы, слюдистые сланцы, Ми-плагиогнейсы, расслоенные пачками мраморов – свита Скодефьеллет; дайки диабазов позднемезозойско(?)-раннекайнозойского возраста; 1 1 – метаграниты; 12 – структурные линии и границы маркирующих пачек; 13 – геологические границы и маркирующие пачки, протрассированные под ледниками и моренами; 14 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые (протрассированые под ледниками и моренами.



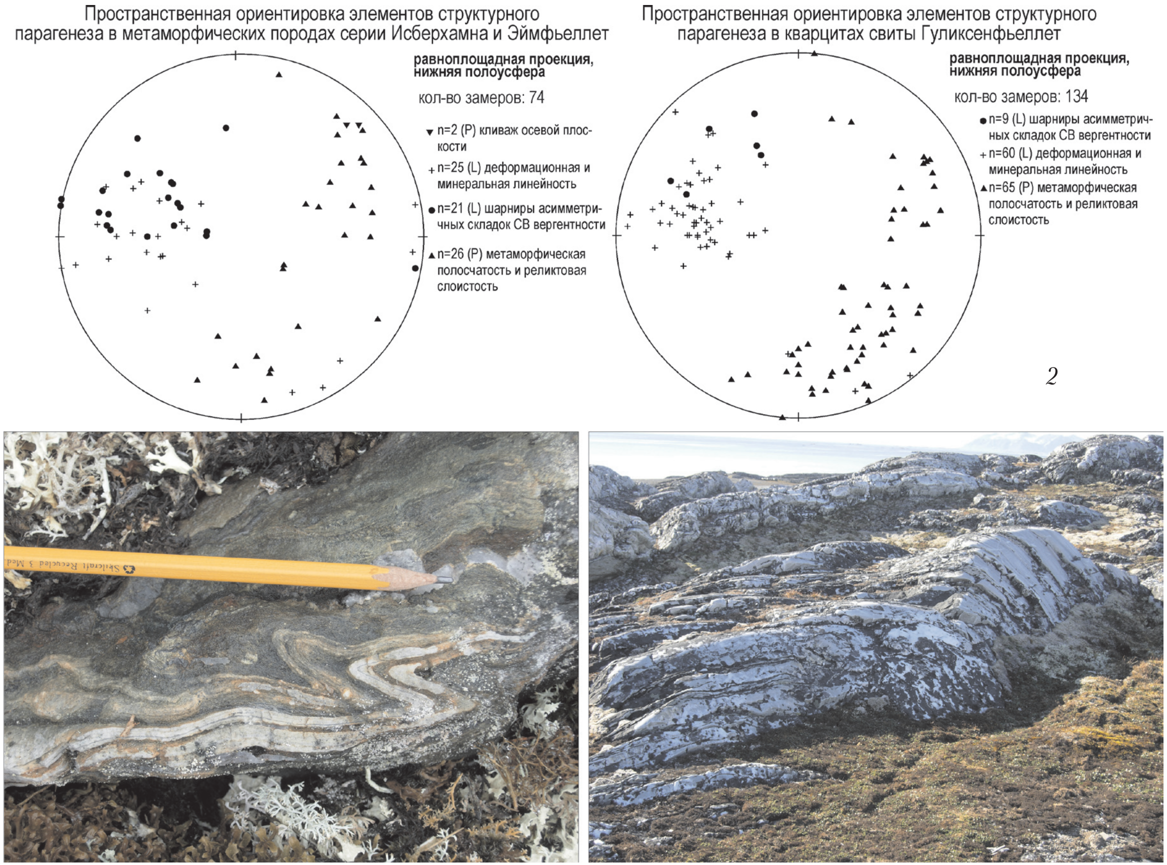


Рис. 15. Пространственная ориентировка плоскостных и линейных элементов мезоструктуры, развитых в пределах юго-западного домена южной части ЗВЯ (к юго-западу от разломной зоны Вимсодден-Косибапассет) – в кварцитах свиты Гулликсенфьеллет (правая верхняя диаграмма), а также в метаморфитах серии Исбернхамна и Эймфьеллет (исключая кварциты свиты Гулликсенфьеллет), и пример дислокаций пород – на фото справа: складки в кварцитах Гулликсенфьеллет, на фото: слева асимметричные складки в породах свиты Скерстранда.

крупные сопряженные антиклинали и синклинали северо-западного и юго-восточного простирания.

Таким образом, для южной части ЗВЯ характерно, что нижнепалеозойские и верхнедокембрийские образования кроме стратиграфического перерыва (Кузнецов и др., 2009), разделены также еще и метаморфическим (скачок в степени метаморфизма пород) и структурным несогласием.

4.1.2. Верхнедокембрийские комплексы северной части ЗВЯ (структурно-геологические характеристики)

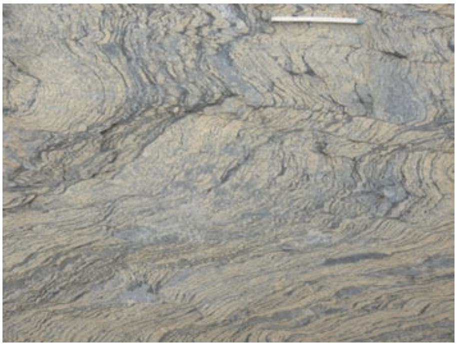


Рис. 16. Тонкая полосчатость в породах толщи мыса Лайеля, выраженная в чередовании темных и светлых полос, интерпретируемая обычно как «сезонная слоистость».

Центральное место в строении северной части ЗВЯ занимает относительно просто устроенная негативная складчатая форма северо-западного простирания, описываемая обычно как синклинорий мыса Лайеля и выполненная мощным (по некоторым оценкам до 7–9 км) комплексом чередующихся карбонатных песчаников, песчанистых доломитов и пудинговых конгломератов (диамиктитов), расчлененных на несколько более дробных литостратиграфических подразделений. Этот комплекс описан в литературе как толща мыса Лайеля (*Dallmann et al., 1990).* Породы толщи слагают весьма крупные горные массивы, разделяющие (с востока на запад) долину Чемберлена и долину ледника Речерчебриин, долину ледника Речерчебриин и долину ледника Скоттбриин (Scottbreen) и далее на юг между долинами ледников Скоттбриин, Бломлибриин, Тьёрнсдалсбриин, Рингарбреане, Лонгедален и долинами правых притоков реки Дундер.

По обе стороны от «синклинория» мыса Лайеля располагаются два крупных сложноустроенных антиклинория – Антониобриин (на северо-востоке) и Норд бухты (на юго-западе). По результатам предшествующих детальных структурных геологических исследований *(Bjornerud et al., 1991* и ссылки в этой работе), подтвержденным нашими наблюдениями, крылья этих крупных складчатых форм осложнены многочисленными более мелкими асимметричными северо-восточно вергентными складками с преимущественно погружающимися на северо-запад шарнирами.

Летом 2007 г. нами проведено дополнительное изучение структурно-геологических характеристик пород толщи мыса Лайеля в ядре «синклинория» (непосредственно на мысе Лайеля) и на его восточном крыле. В частности, были изучены выходы пород толщи, расположенные непосредственно на мысе Лайеля, а также непрерывные обнажения, находящиеся на хребте, разделяющем ледники Скоттбриин и Речерчебриин. Кроме того, были изучены недоступные ранее для наблюдения обнажения, расположенные перед фронтом и на правом борту интенсивно «отступающего» в последние годы ледника Речерчебриин, а также обнажения, «выступившие» в последние годы из-под «тающих» ледников, расположенных на правом борту долины Чемберлена, т.е. изучение толщи диамиктитов проведено на восточном крыле и в ядре синклинория мыса Лайеля.

В целом для пород толщи мыса Лайеля очень характерна тонкая полосчатость, обусловленная чередованием карбонатистых и углеродистых полос, соответственно светлых и темных на выветрелых поверхностях (рис. 16). Многими исследователями ранее эта «полосчатость» интерпретировалась как «сезонная слоистость», что позволяло рассматривать породы толщи мыса Лайеля как довольно слабо тектонически переработанные образования. Дополнительным подтверждением слабой тектонической переработки пород этой толщи служили примеры того, что разноразмерные обломки (класты) в диамиктитах часто ведут себя как недеформированные тела, в которых сохраняются ненарушенными первичные седиментогенные и биогенные структуры и текстуры (рис. 17).

Дополнительно проведенное изучение внутреннего строения толщи мыса Лайеля показало, что в диамиктитах этой толщи (и на это ранее уже обращалось внимание (*Bjornerud et al., 1991*) класты претерпели зачастую весьма существенные деформации (рис. 18). Кроме того, в тех случаях, когда в породах толщи видна истинная слоистость, обусловленная чередованием пород

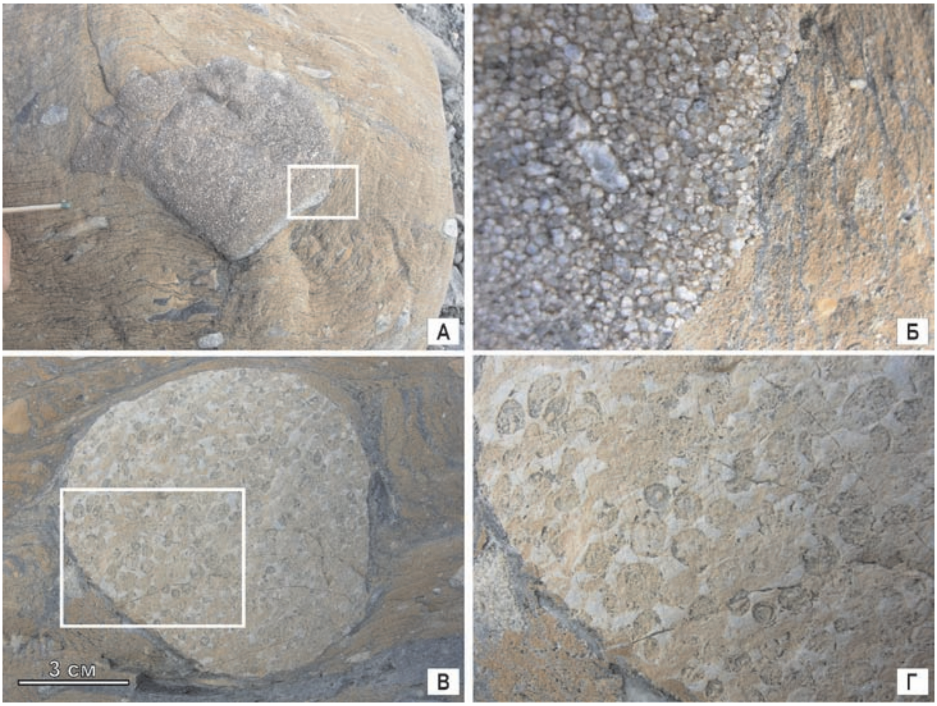


Рис. 17. Примеры недеформированных кластов в диамиктитах толщи мыса Лайеля. А и Б – обломок грубозернистого красноцветного кварцевого песчаника (А – общий вид, Б – внутреннее строение); В и Г – обломок онколитового известняка (В – общий вид, Г – внутреннее строение).

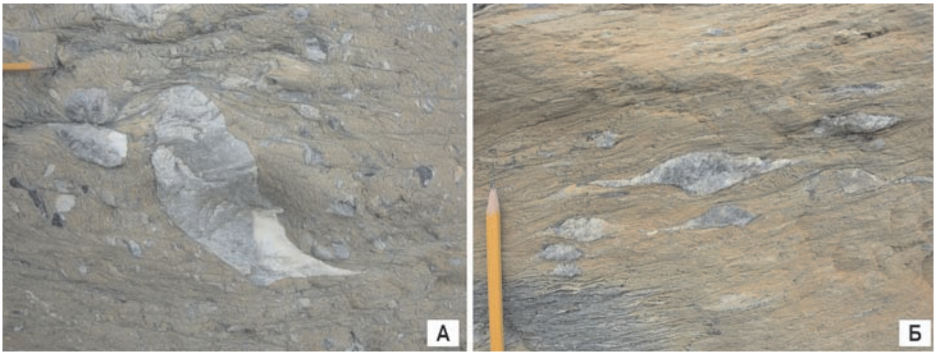


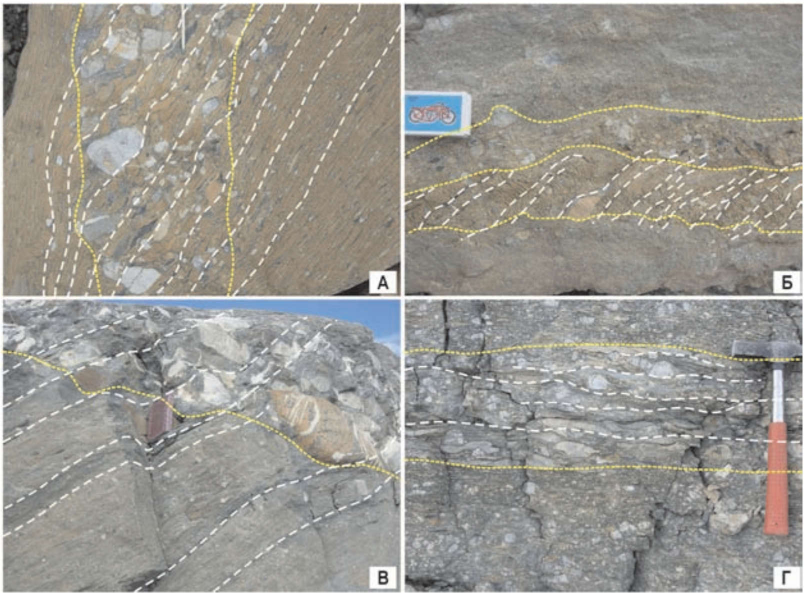
Рис. 18. Примеры деформированных кластов в диамиктитах толщи мыса Лайеля. А – зигзагообразно деформированные класты кварцитов; В – растянутые обломки перекристаллизованных известняков.

разной гранулометрии (например, песчаников и конгломератов), отчетливо видно, как отмеченная выше «полосчатость», интерпретируемая как «сезонная слоистость», под разными углами пересекает границы породных разностей (рис. 19). Это означает лишь то, что эта «полосчатость» вторична по отношению к слоистости пород. Наиболее вероятно, что она представляет собой форму выражения сланцеватости, обусловленную относительным обогащением пород углеродистым веществом в результате «растворения» их под давлением (перпендикулярным полосчатости) и выносе из породы карбонатного материала. Все это позволяет сделать вывод о том, что породы толщи мыса Лайеля испытали существенные дислокации.

Этот вывод потребовал проведения дополнительного структурного изучения пород толщи мыса Лайеля. В результате этих исследований установлено, что в породах толщи проявлено несколько (не менее двух) разновозрастных систем «сланцеватости» (рис. 20). Ранняя сланцеватость (S1) выражена тонким чередованием карбонатистых и углеродистых полос (ламин), которое до этого было интерпретировано как «сезонная слоистость» в диамиктитах.

В некоторых случаях пространственная ориентировка поверхностей кливажа и рассланцевания пород (S1) близко совпадает со слоистостью пород (S0). В других случаях кливажные плоскости S1 пересекают поверхность S0 под разными углами (см. рис. 19). Это может означать, что породы толщи мыса Лайеля смяты в разномасштабные изоклинальные складки (F1) и их пакеты. Были установлены многочисленные примеры того, как ранний кливаж S1 смят в изоклинальные (рис. 21,А, Б, В) и асимметричные (рис. 21, Г) складки F2 разного размера. При этом более поздняя сланцеватость (S2) играет роль «кливажа» осевой плоскости этих складок и пересекает полосчатость пород (S1) в замках складок F2.

В дополнение к этому отметим, что ранее проведенное изучение геометрических параметров удлиненных (растянутых) галек из конгломератов толщи мыса Лайеля *(Bjornerud et al., 1991)* и результаты статистической обработки массовых замеров длинных и коротких осей деформированных кластов показали, что направление преимущественного их удлинения ориентированно в направлении северо-запад – юго-восток. Учитывая это, а также то, что, как уже было отмечено выше, крылья синклинория мыса Лайеля осложнены многочисленными более мелкими асимметричными складками северо-восточной вергентности с преобладающим погружением шарниров в северо-западных румбах,



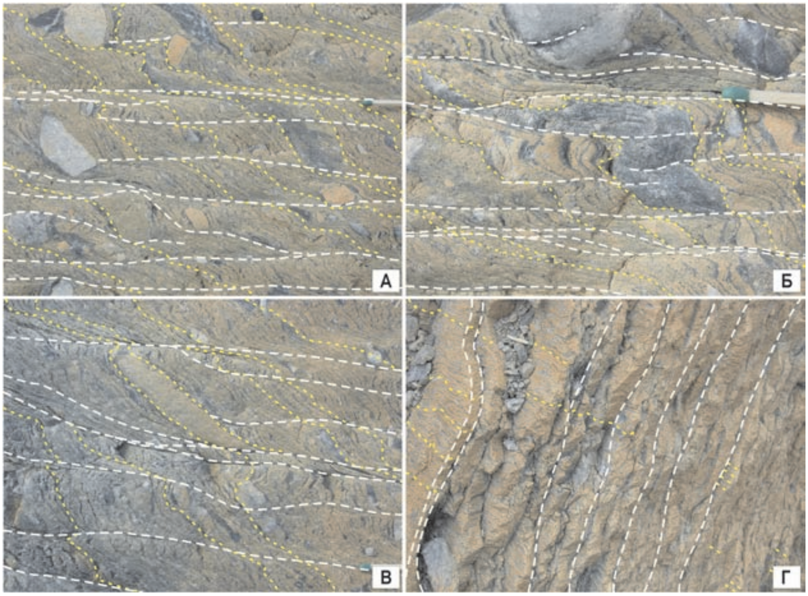


Рис. 19(вверху). Примеры несовпадения (А, Б и В) и совпадения (Г) пространственной ориентировки полосчатости («кливажа») и слоистости в породах толщи мыса Лайеля.

Рис. 20(внизу). Рис. 20. Примеры характера соотношения раннего (желтый пунктир) и позднего (белый пунктир) кливажа в породах толщи мыса Лайеля.

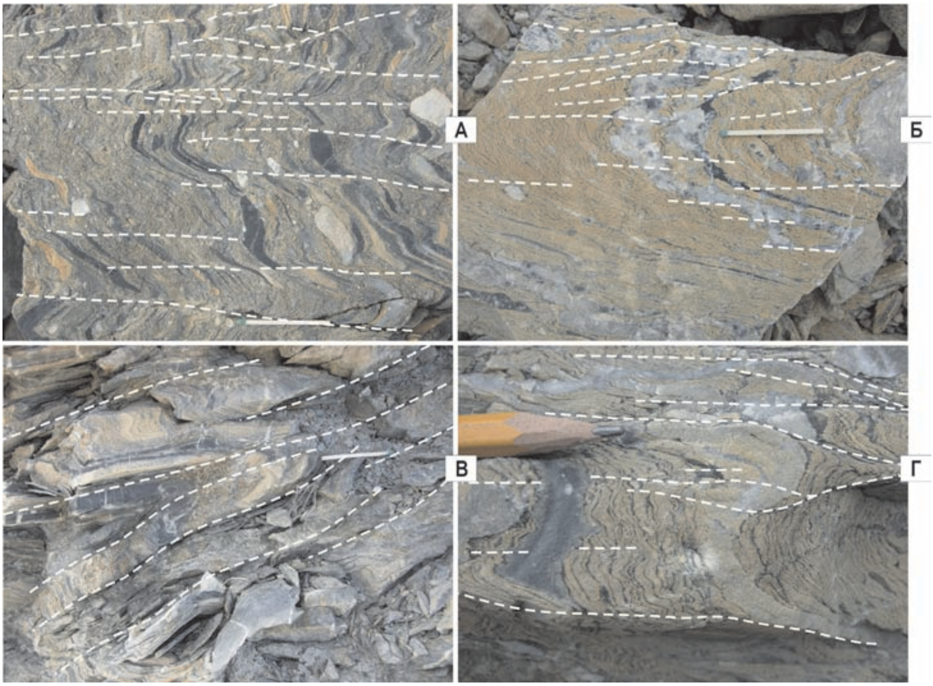


Рис. 21. Примеры пересечения поверхностями позднего кливажа S2 (белый пунктир) замков изоклинальных (А, Б и В) и асимметричных (Г) складок (F2), в которые смята полосчатость S1 (ранний «кливаж») пород толщи мыса Лайеля.

можно заключить, что формирование структуры верхнедокембрийских комплексов этой части Шпицбергена произошло в условиях сжатия в направлении юго-запад – северо-восток, при северо-восточном направлении тектонического транспорта.

Таким образом, все эти наблюдения и основанные на них построения позволяют прийти к выводу о том, что толща мыса Лайеля представляет собой сложно дислоцированный комплекс пород. В нем отмечены несколько (не менее двух) разновозрастных мезоструктурных парагенезов, каждый из которых проявлен образованием каскадов разномасштабных изоклинальных складок, сопровождающихся кливажем осевой плоскости, деформаций – удлинением, расплющиванием и зигзагообразными деформациями обломков. Это заставляет, с одной стороны, отказаться от известных представлений, отраженных на геологической карте (м-ба 1:100000) и описанных в объяснительной записке к ней *(Dallmann et al., 1990)*, и показывающих простое строение толщи мыса Лайела и «синклинорное» строение основного ареала ее распространения (синклинория мыса Лайеля). С другой стороны, это позволяет заключить, что (1) оценки мощности (до 9 км) тиллоидной толщи мыса Лайеля в традиционном «синклинорном» понимании структуры чрезвычайно завышены; (2) в действительности «толща» мыса Лайеля представляет собой сложноустроенный пакет разномасштабных (в том числе и крупноамплитудных) изоклиналей, который дислоцирован в крупную негативную складку – синформу северо-западного простирания.

4.1.3. Общие замечания о структуре верхнедокембрийских комплексов Земли Веделя Ярльсберга

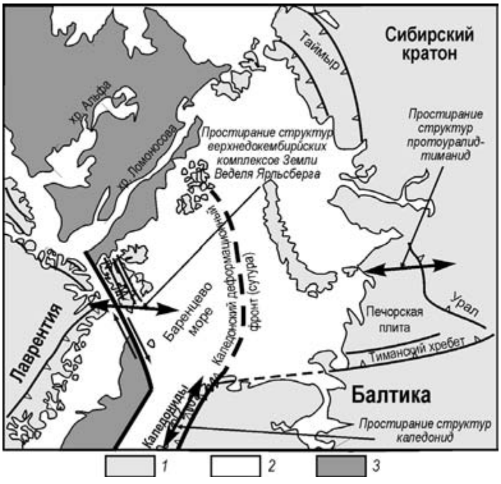


Рис. 22. Положение продолжения фронта Скандинавских каледонид в пределы Баренцева моря на палеотектонической реконструкции для этапа начала раскрытия Евразийского океанического бассейна (примерно 50 млн лет назад), из работы (Gee, 2005) с упрощениями и добавлениями автора. Добавлены жирные двусторонние стрелки, показывающие простирание складчато-разрывных дислокаций позднедокембрийских комплексов ЗВЯ, простирание складчато-разрывных дислокаций протоуралид-тиманид и простирание складчато-разрывных дислокаций скандинавских каледонид.
1 – континенты и островная суша; 2 – шельфы и эпиконтинентальные внутренние моря; 3 – океанические котловины и бассейны с корой океанического типа.

Анализ геологических карт (*Birkenmajer, 1990; Czerny et al., 1993; Dallmann et al., 1990; Ohta, Dallmann, 1996)* и специальных публикаций *(Bjornerud et al., 1991; Mazur et al., 2009; Smullikowski, 1968),* а также собранной нами дополнительной структурно-геологической информации позволяет с уверенностью говорить о том, что мега- и мезоструктурный «узор», распознаваемый в верхнедокембрийских комплексах ЗВЯ как на севере (к югу от залива Белсунд), так и на юге (к северу от залива Хорсунд), характеризуется северо-западным и юго-восточным простиранием и северо-восточной вергентностью структурных форм (крупных антиклинориев, синклинориев, антиформ и синформ, а также осложняющих их крылья асимметричных складок северо-восточной вергентности; крупных разломных зон и оперяющих их структур). То есть простирание линейных элементов в структурных парагенезах верхнедокембрийских комплексов ЗВЯ ориентировано почти ортогонально к предполагаемому продолжению простирания фронта скандинавских каледонид. Говоря другими словами, простирание каледонского (Скандинавского) деформационного фронта (Caledonian (Scandian) deformation front) *(Gee, 2005)* и простирание складчатых и разрывных дислокаций верхнедокембрийских комплексов ЗВЯ почти ортогональны. Такая ориентировка наблюдаемого структурного плана верхнедокембрийских комплексов ЗВЯ не соответствует структурному плану, который бы следовало ожидать, исходя из простирания фронта скандинавских каледонид (рис. 22), если бы эти образования слагали каледонские покровы Шпицбергена (были бы каледонидами или фундаментом каледонид).

При этом выявленный в верхнедокембрийских комплексах ЗВЯ структурный парагенез по простиранию и направлению вергентности сходен с таковым, установленным для протоуралид-тиманид, обнажающихся на юге Южного острова Новой Земли *(Кораго и др., 1993)* и в нескольких тектонических единицах на Полярном Урале *(Кузнецов, 2008).* В то же время этот структурный парагенез «зеркально симметричен» по отношению к структурным парагенезам, характерным для протоуралид-тиманид Притиманской части фундамента Печорской плиты *(Ростовщиков и др., 1999)*, хр. Канин Камень на п-ове Канин *(Lorenz, 2005)*, а также аналогичных им образований, обнажающихся на п-овах Средний, Рыбачий *(Морозов, 2004; Roberts, 1995)* и Варангер *(Siedlecki, 1980)*.

Таким образом, сходство структурного парагенеза верхнедокембрийских комплексов ЗВЯ со структурными парагенезами, характерными для протоуралид-тиманид Полярного Урала и юга Новой Земли, и отчетливое несовпадение пространственной ориентировки этих парагенезов с простиранием предполагаемого продолжения фронта скандинавских каледонид на шельфе Баренцева моря позволяет сформулировать достаточно веские доводы в пользу того, что комплексы структурного основания Свальбарда не являются каледонидами, а представляют собой северо-западное продолжение структур протоуралид-тиманид.

4.2. Неотектонические деформации в северо-западной части Свальбардской плиты (западное побережье острова Шпицберген) и их геодинамическая интерпретация

В рамках работ по программам МПГ (проект Программы ОНЗ РАН № 14) на западном побережье о. Шпицберген (к югу от Ис-фьорда, см. рис. 10) в пределах пояса складчато-надвиговых дислокаций проводились морфоструктурные исследования неотектонических дислокаций *(Зыков, Балуев, 2008)*. Основной задачей этих исследований было – выявление признаков новейшей тектонической активности в районе, максимально приближенном к области сочленения континентальной коры Западно-Арктического шельфа с океанической корой Норвежско-Гренландского бассейна с корой океанического типа (Северная Атлантика).

Неотектоническое районирование архипелага Свальбард (включая о. Шпицберген) основано на изучении (картирование и датирование) поднятых на разную высоту разновозрастных поверхностей выравнивания и террас (см. например, *Семевский, 1967; Шарин, 2004*). Базируясь на результатах этих исследований, новейшая структура архипелага воспринимается как блоковая, или сводово-блоковая (*Шарин, 2004* и ссылки в этой работе). Этот вывод опирается на представления о дифференцированной подвижности отдельных участков земной коры по скорости и знаку. Геолого-геоморфологические исследования в этой области в последнее время были удачно дополнены археологическими изысканиями, показавшими, что разные участки побережья фьордов о. Шпицберген испытывают относительные и абсолютные воздымания или опускания в историческое время *(Шарин, Дымов, 2004)*.

В то же время остается слабоизученным вопрос об активности в новейшее время геологической структуры о.Шпицбергена. В опубликованной литературе встречаются лишь отдельные упоминания о молодой активности преимущественно сбросовых структур, без детальных описаний или в принципе ставится вопрос о неизбежности существования дислокаций на границах блоков *(Семевский, 1967)*. Однако, данные о проявлениях современной сейсмичности *(Асминг и др., 2005)*, четвертичного вулканизма *(Harland, 1997)* и относительных и абсолютных (селективных) воздыманий или опусканий отдельных блоков в

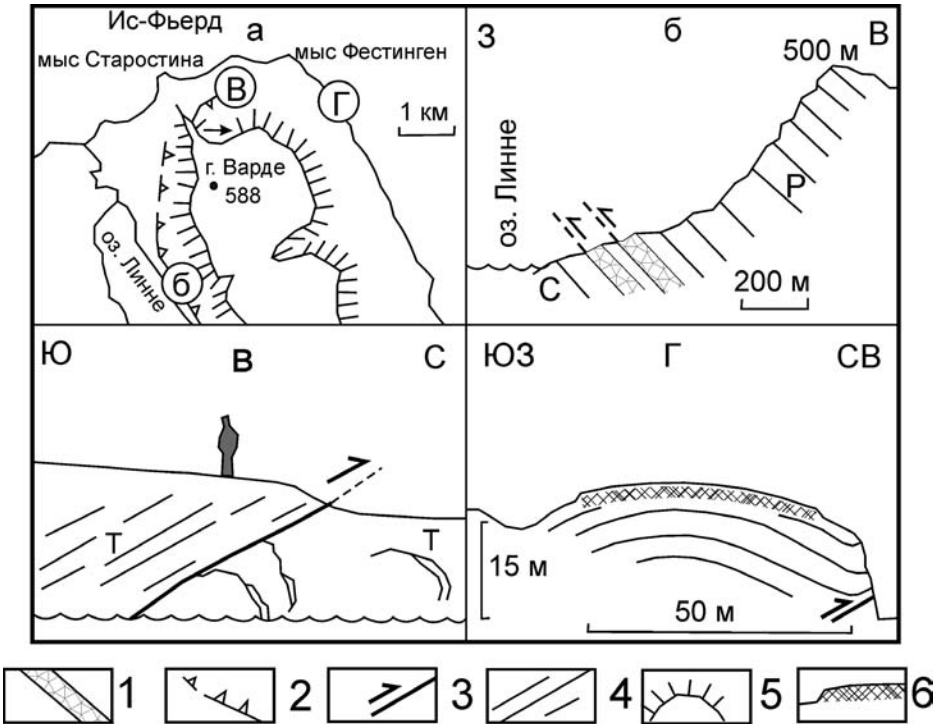


Рис. 23 а,б,в,г. Локальные морфоструктуры в районе Ис-фьорда (по материалам полевых зарисовок): а – расположение морфоструктур в плане; б – развивающийся надвиг над оз. Линнея; в – развивающийся надвиг на предгорной равнине между г. Варде и Ис-фьордом; г – развивающаяся складка на побережье Гронфьорда 1 – зона дробления взбросо-надвигов; 2 – надвиги в плане; 3 –надвиги; 4 – слоистость; 5 – обрывы и склоны возвышенностей; 6 – поверхность морской террасы.

историческое время *(Шарин, Дымов, 2004)* позволяют говорить о проявлении современных тектонических движений, а также о связанных с ними деформациях земной коры Свальбардского поднятия.

В процессе проведенных нами полевых исследований были выявлены структуры, играющие рельефообразующую роль. По времени проявления эти структуры вполне могут быть охарактеризованы как новейшие. В частности, в северной части Земли Норденшельда (западное побережье Шпицбергена) в районе мысов Фестнинген и Старостина, были выявлены некоторые признаки неотектонической активности, имеющие характер надвиговых или взбросовых нарушений (рис 23). В строении этого района принимают участие осадочные породы каменноугольного (карбонатные и терригенные), пермского (преимущественно кремнисто-карбонатные), триасового, юрского, мелового и палеогенового (преимущественно терригенные – переслаивание аргиллитов, алевритов и песчаников) возраста. Этот породный комплекс погружается (углы падения от пологих до практически вертикальных) к востоку и северо-востоку *(Maher* *et al., 1989).* В нем проявлены многочисленные разрывные нарушения разных кинематических типов, от надвигов до сбросов. Наблюдаются также складчатые деформации, причем складки могут быть как сильно сжатыми (часть из которых, очевидно, представляют собой приразломными дислокации), так и простыми открытыми (пологие изгибы пластов).

Был исследован крупный надвиг, пересекающий весь изучаемый участок. Новейшая активность этого надвига подтверждается его расположением в основании крупной возвышенности, а также перекосом террас в его тылу (рис. 23 б). На остальной территории в пределах развития ритмично слоистых флишоидных толщ триаса, юры и мела были установлены разрывы, образующие ступени в рельефе тундры: среди них ранее неизвестный сброс, проходящий вдоль берега фьорда и свидетельствующий о его развитии, а также надвиг (рис. 23 в). Среди складчатых структур была отмечена антиклинальная складка, формирующая морфоструктуру (рис. 23 г). Результаты этих исследований свидетельствуют о наличии новейшей активности в пределах структур Западно-Шпицбергенского складчато-надвигового пояса.

Таким образом, результаты полевых исследований на западном побережье о. Шпицберген, а также другие геолого-геоморфологические данные о строении этой части Свальбардской плиты, показывают существование морфоструктурно выраженных взбросо-надвигов и складок, являющихся выражением обстановок сжатия. Необходимо специально отметить, что в противоположность восточной и северо-восточной вергентности структур собственно Западно-Шпицбергенского пояса (см. например, Berg, Grogan, 2003 и ссылки там), для неотектонических дислокаций нами отмечена западная вергентность.

При этом пологий наклон поверхности океанического ложа, крутой обрыв окраины плиты, развитие асимметричной Поморской депрессии в ее основании и надвигов в пределах ее крутого склона, плоскости смещения которых падают на восток, в тело Свальбардской плиты, – свидетельствуют о возможном некотором надвигании поднятия Свальбардского архипелага на океаническую кору. Эти данные и анализ известного фактического материала позволяют сформулировать модель неотектонического развития северо-западной окраины Свальбардской плиты в районе западного побережья о. Шпицберген (рис. 24).

Расширяющиеся в процессе спрединга Норвежско-Гренландский и Арктический бассейны оказывают давление на окраины Баренцевоморской плиты, в результате чего происходит некоторое расплющивание ее окраин с горизонтальным раздвиганием и, как следствие, с образованием поднятий и разделяющих их грабен-желобов. В этих условиях, в вершине угла между двумя океаническими бассейнами, на стыке двух раздвигающихся окраин, в земной коре происходит выжимание сводово-блокового поднятия Свальбардского архипелага, в пределах которого развиваются не только морфоструктуры растяжения, но и сжатия – взбросо-надвиги и складки.

Подводя итог, можно отметить *(Зыков, Балуев, 2008),* что неотектонические деформации, наблюдаемые в западной части Свальбардского архипелага, образуются не только за счет проявления спрединга в срединно-океанических хребтах и трансформных перемещений, но и в результате воздействия полей тектонических напряжений, генерируемых непосредственно в краевой части Баренцевоморской плиты.

Статья подготовлена в соответствии с планами работ по проектам РФФИ – 09-05-00812 и 09-05-01033.

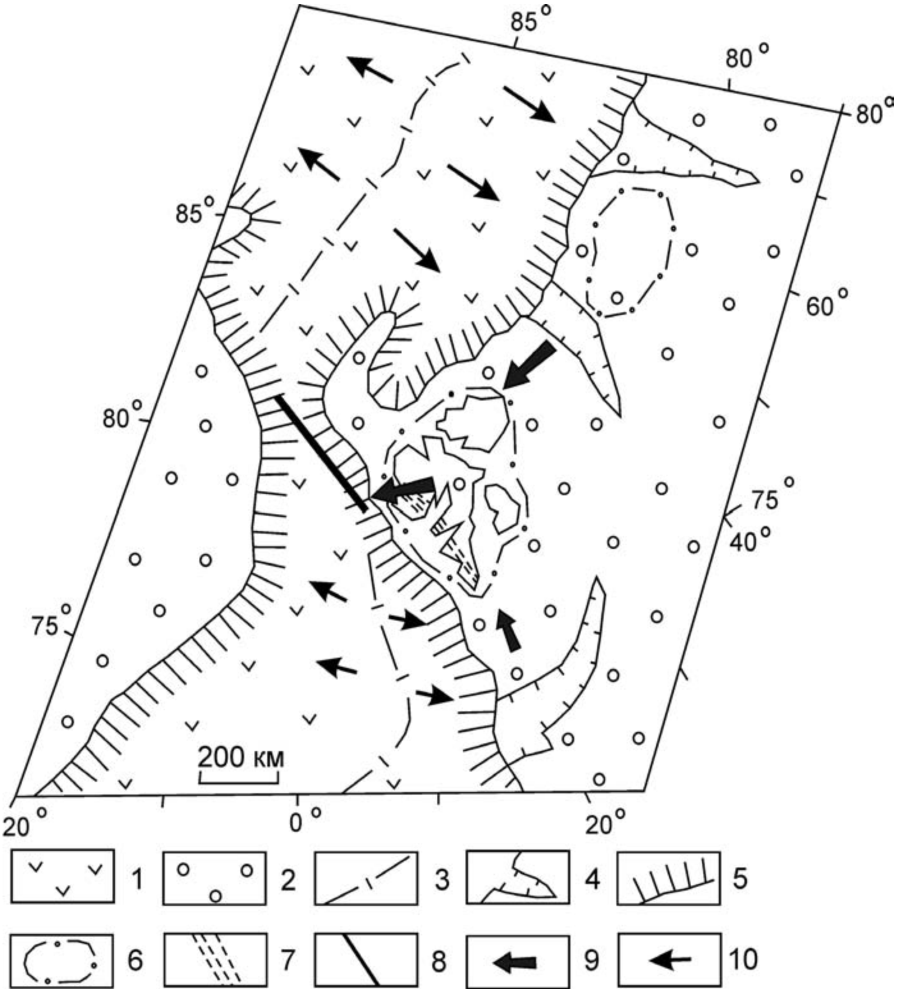


Рис. 24. Модель новейшей горизонтальной подвижности северо-западной окраины Свальбардской плиты: 1 – океанические бассейны; 2 – плиты; 3 – срединные хребты; 4 – окраинные грабены; 5 – континентальный склон; 6 – контуры поднятий, маркируемых архипелагами; 7 – Западно-Шпицбергенский пояс складчато-надвиговых дислокаций; 8 – сдвиговая зона; 9 – направление перемещения породных масс окраины Свальбардской плиты; 10 – предполагаемые вектора давления со стороны океанических бассейнов.

Список литературы

Аплонов С.В., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф. и др. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. – СПб.: Наука, 2006. – 319 с.

Асминг В.Э., Виноградов А.Н., Баранов С.В. Сейсмичность архипелага Шпицберген в 2004 г. // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып.5. Апатиты, изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 81–85.

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника, 2006, № 3, с. 23-38.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Доклады АН, 2009а, т. 427, № 3, с. 348–353.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н., Шаров Н.В. Тектоника и глубинное строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009б. С. 37–41.

Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника, 2000, № 5, с. 30–43.

Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Доклады АН, 20098, т. 425, № 2, с. 199–203.

Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Экспедиционные работы 2007 г. на южном берегу Баренцева моря и в центральной части Кандалакшского залива Белого моря // Информационный бюллетень «Новости МПГ 2007/08 в Российской федерации и в мире». № 12 (февраль 2008 г.). С. 16–19.

Богданов Н.А. Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231–249.

Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника, 2004, № 3, с. 13–30.

Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю., Кононов М.В., Кузнецов Н.Б. Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднедокембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 68–71.

Васильева Т.И., Пржиялговский Е.С. Эволюция полей напряжений в районе Порьегубского дайкового поля (Кандалакшский залив Белого моря) // Геотектоника, 2006, № 1. С. 63–75.

Вейс А.Ф., Федоров Д.Л., Кузьменко Ю.Т. и др. Микрофоссилии в биостратиграфии рифея Севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 6. С. 16–35.

Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:2500000. Отв. ред. В.П.Орлов, Д.Л.Федоров. С.-Пб. Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист R-(35)-37 – Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ. 2000.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 – Кировск. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ. 2004.

Гусев Е.А. К вопросу о возрасте складчатости Шпицбергенской континентальной окраины. Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Москва, ГЕОС, 1999. Т.1, С. 229–232.

Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22–26.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2-х кн., М., Недра, 1990. кн. 1 328 с., кн. 2. 334 с.

Зыков Д.С., Балуев А.С. Характер и причины проявления неотектонических деформаций в северо-западной части Баренцевоморской плиты (Свальбардский архипелаг) // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 2008. Т. 83. Вып. 6. С. 20–26.

Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26–28.

Коноплева Н.Г. Основные вопросы стратиграфии верхнего докембрия Балтийского щита и прилегающих территорий // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979, с. 125–129.

Константиновский А.А. Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38–45.

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Платонов Е.Г. Докембрий Новой Земли // Отечественная гелогия. 1993. №2. С. 36–48.

Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя. Тр. НИИГА. Т.172. Л.: Недра. 1973. 120 с.

Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап «собирания» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюллетень МОИП. Отд. Геологический. 2009а. Т. 84. Вып. 1. С. 18–38.

Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген протоуралид-тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Доклады АН. 2008, т. 423, № 6, с. 774–779.

Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Дис. на соиск. учен. степени доктора г.-м.н. М.: ГИН РАН. 2009в. 475 с.

Кузнецов Н.Б. Структурное основание Свальбарда: северо-восточное продолжение Скандинавских каледонид или северо-западное продолжение Протоуралид-Тиманид? // Бюллетень МОИП. Отд. Геолог. 2009б. Т. 84. Вып. 3. С. 23–51

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Формирование доордовикских гранитоидных вулкано-плутонических ассоциаций Североуральско – Тимано-Печорского региона и протоуральская эволюция северо-восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента // Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука. 2005б. Т.2. С. 158-200.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005а. 100 с.

Кузнецов Н.Б., Черный Ю., Манецки М. и др. Первые находки кембрийских конодонтов на Шпицбергене и проблема ярльсбергского несогласия // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 5. С.648–654.

Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3–16.

Моралев В.М., Балуев, А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельства пропагации Кандалакшского палеорифта // Геохимия. 2002. № 5. С. 499–512.

Морозов Ю.А. Пространственно-временные закономерности структурообразования в земной коре (с позиций структурно-парагенетического анализа). Дис. на соиск. учен. степени доктора г.-м.н. М.: ИФЗ. 2004. РАН. 467 с.

Пржиялговский Е.С., Балуев А.С., Терехов Е.Н. Структурная позиция силлов и даек долеритов в южном борту Баренцевоморского рифта рифейского возраста // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Мат-лы 14 Международной конференции. Петрозаводск: Кар. Н.Ц. РАН. Ч. 2. С. 124–127.

Ростовщиков В.Б. (1999), Богданов Б.П., Рассказова Н.Б., Тарасов П.П. Особенности строения докембрийских отложений Тимано-Североуральского региона в связи с перспективами нефтегазоносности // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы. Сыктывкар: Геопринт, 1999. Т.III. С. 102-110.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион // Кол. авт. Под ред. Ф.П.Митрофанова, Н.В.Шарова. Апатиты, изд. КНЦ РАН, 1998. –Ч.1, 2.

Семевский Д.А. Неотектоника Архипелага Шпицберген. Л. Недра, 1967. С.225-238.

Тарасов Г.А., Шлыкова В.В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // Доклады АН. 2006. Т. 411. № 2. С. 226–230.

Федотов Ж.А., Марчук Т.С. Раннепротерозойский Баренцевоморский дайкосилловый долеритовый комплекс: петрология и реконструкция геодинамического режима (Кольский полуостров) // Актуальные вопросы геологии докембрия, геофизики, геоэкологии. Мат-лы XVIII молодежной научной конференции. СПб. 2007. С. 79–82.

Фонарев В.И. Метаморфическая эволюция Колвицкого анортозитового массива (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс, Балтийский щит) // ДАН. 2004. Т.395. №3. С. 397–402.

Харланд В.Б. Схема структурной истории Шпицбергена. Геология Арктики. М.: Мир. 1964. С.11-77.

Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., изд-во Иностранной литературы. 1957. 424 с.

Чувардинский В.Г. Неотектоника восточной части Балтийского щита. – Апатиты. Изд-во КНЦ РАН. 2000. – 287 с.

Шарин В.В. Рельеф и четвертичные образования архипелага Шпицберген и прилегающего шельфа. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. СПб. Изд-во СПГУ, 2004. 16 с.

Шарин В.В., Дымов В.А. Новые данные по реконструкции колебаний уровня моря в течение голоцена в южной части Вуд-Фьерда (Архипелаг Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Изд-во КНЦ РАН, Апатиты, 2004. С. 167-175.

Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Журавлев В.А. Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Восточно-Европейского кратона (Балтийский щит) и Западно-Арктической платформы по комплексу геолого-геофизических данных // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Мат-лы 14 Междунар. Конференции. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН. 2008. Ч.2. С. 356–358.

Шлыкова В.В., Тарасов Г.А. Особенности сейсмоакустического строения кайнозойских отложений Белого моря // Доклады АН, 2006, т.409, № 4, с. 518–521.

Bergh S.G., Grogan P. 2003. Tertiary structure of the Sшrkapp-Hornsund Region, South Spitsbergen, and mplications for the offshore southern extension of the fold-thrust Belt // Norwegian Journal of Geology, Vol. 83, pp. 43–60.

Birkenmajer K. Geology of the Hornsund area, Spitsbergen. Geological map 1:75,000, with explanations. Polish Academy of Sciences, Committee on Polar Res. and Silesian University. 1990. 42p. (+ map).

Bjurnerud M., Decker P.L., Craddock C. Reconsidering Caledonian deformation in southwest Spitsbergen // Tectonics. 1991. Vol.10-1. P.171–190.

Bosworth W. Geometry of propagating continental rifts // Nature. 1985. V. 316. № 15. P. 625-627.

Czerny J., Kieres A., Manechki M. et al. Geological map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen 1:25000. Institute of Geology and Mineral Deposits, Cracow. 1993. 61 p.

Dallmann W., Hjelle A., Ohta Y. et al. Geological map of Svalbard, Sheet B11G: Van Keulenfjorden, Temakart 15, Norsk Polarinstitutt, Oslo. 1990.

Gee D.G. EUROPE/Scandinavian Caledonides (with Greenland). Encyclopedia of Geology // Editors-in-Chief: Richard C. Selley, L. Robin M. Cocks, Ian R. Plimer. Elsevier. 2005. P. 64-74.

Gee D.G., Teben'kov A.M. Sval'bard: A fragment of Laurentian margin // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Gee D.G., Pease V. (eds.). Geol. Soc. London. 2004. Mem. 30. P. 191–206.

Harland W.B. Early Palaeozoic faults as margins of Arctic plates in Svalbard. Proceedings of the 24th International Geological Congress. Montreal. 1972. P. 230–237.

Harland W.B. The Caledonian sequence in Ny Friesland, Spitsbergen // Quarterly Journal of the Geol. Soc. London. 1959. Vol.114. P. 307–342.

Harland W.B. The Geology of Svalbard // Geol. Soc. London. 1997. Vol. 17. 521p.

Harland W.B., Hambrey M.J., Waddams P. Vendian Geology of Svalbard. Norsk Polarinstitut. 1993. Vol.193. 150 p.

Harland W.B., Wilson C.B. The Hecla Hoek succession in Ny Friesland, Spitsbergen // Geol. Mag. 1956. V.93. P. 256–286.

Karpuz M.R., Roberts D., Herrevold T. et al. Structural and geophysical characteristics of the Trollfjorden-Komagelva Fault Zone, Varanger Peninsula, northern Norway (extended abstract) // Geology of the eastern Finnmark-western Kola Peninsula Region // Roberts D., Norgulen O. (eds.). NGU. Special Publication. 1995. Vol. 7. P. 151–152.

Kulling O. Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931. Part XI, The Hecla Hock Formation round Hinlopenstredet // Geografiske Annaler. 1934. Vol. 16, P. 161–254.

Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano–plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Res. 2007. Vol.12. P. 305–323. doi:10.1016/j.gr.2006.10.021

Lorenz H. Eurasian Arctic Tectonics: Geology of Severnaya Zemlya (North Kara Terrane) and Relationships to the Timanide Margin of Baltica // Acta Universitatis Upsaliensis. Upsala. 2005. 93p

Maher H.D., Ringset J.N., Dallmann W.K. Tertiary structures in the platform cover strata of Nordenskold Land, Svalbard // Polar Research 7, 1989. p. 83–93.

Mazur S., Czerny J, Majka J. et al. A strike-slip terrane boundary in Wedel Jarlsberg Land, Svalbard, and its bearing on correlations of SW Spitsbergen with the Pearya terrane and Timanide belt // Journal of the Geological Society. 2009. Vol. 166. P. 529-544 (doi:10.1144/0016-76492008-106).

Ohta Y., Dallmann W. (eds) Geological map of Svalbard 1:100 000. Sheet B12G Tjrrelbreen. Norsk Polarinstitut Temakart 12. Preliminary edition 1994. Updated 1996.

Roberts D. Principal features of the structural geology of Rybachi and Sredni Peninsulas, Northwest Russia, and some comparison with Varanger Peninsula, North Norway // Geology of the eastern Finnmark – western Kola Peninsula region / Roberts D., Nordguluen O. (Eds.). NGU, Special Publ., 1995. Vol.7. P. 247–258.

Roe S-L. Neoproterozoic peripheral-basin deposits in eastern Finnmark, N. Norway: stratigraphic revision and palaeotectonic implications // Norwegian Journal of Geology. 2003. Vol. 83. P. 259–274.

Siedlecki S. Geologikal kart over Norge, berggrunnskart VADSO. 1:250000. Trondheim. 1980.

Smullikowski W. Some petrological and structural observations in the Hecla Hoek Succession Between Wereskioldbreen and Torellbreen, Vestspitsbergen // Stud. Geol. Polon. 1968. N.21. P. 97–161.

New data on the lithospheric structures and formation history of the west arctic shelf (the White Sea and Barents Sea)

A.S.Baluev, N.B.Kuznetsov and D.S.Zykov

Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia

Annotation

New data on the tectonics of the White Sea and Barents Sea (Spitsbergen) are given. According to these data the White Sea paleorift system stretching along the north-eastern edge of the East-European platform consists of four sub parallel rift zones such as Onega-Kandalaksha, Keretsk-Pinega, Chapoma-Leshukon and Ponoi-Mezen separated by the Arhangelsk, Tovsk and Kuloi-Mezen benches

of the crystal foundation respectively. The Chapoma graben situated on the south-eastern part of the Kola Peninsula is a north-western fragment of the Leshu kon paleorift which is confirmed by the graben extension in the Gorlo-strait of the White Sea revealed by seismic profiling. Echelon position of the troughs of the Chapoma-Leshukon paleorift and their form close to pull-apart imply their laying and development under transtension conditions with elements of the right-side shear along the steep north-eastern edges of the grabens which conform best of all to the action of external forces, i.e. to passive rifting.

The Island chain of the Srednie Ludy archipelago is established to be a strait arch between troughs separating two modern grabens. They are the Kandalaksha graben inheriting an ancient Riphean trough and Kolvitskii graben. The Sredniye Ludy reprecents an accommodation zone of tectonic strains. At the same time this strait arch is a limit of the extension of the Riphean synrifting formations to the North-West. Processes of modern graben formation in the White Sea can't be related to mature continental rifting because the grabens occur in the upper parts of the basement without disturbance of the whole thickness of the Earth' crust.

Occurences of the Barents Sea magmatic complex along the Barents Sea coast of the Kola Peninsula are supposed to be related genetically to the processes of continental rifting that took place in the Middle-Late Riphean along the ancient continental margin of the East European platform.

Studies of the West Spitsbergen coast showed that the similarity between the structural paragenesis of Upper Precambrian complexes of the Vedel Yarlberg Terra and structural paragenesises of the Polar Urals Protouralides-Timanides and the South part of the Novaya Zemlya and lack of coincidence of those paragenesises space orientation with the strike of supposed extension of the Scandinavian Caledonides on the Barents sea shelf give the opportunity to imply that the complexes of structural basement Svalbard are not Caledonides, but north-western extension of Protouralide-Timanide structures.

Processes of neotectonic deformation observed in the region of the Svalbard archipelago occur not only by spreading development in midocean ridges and transform displacement but as a result of influence of tectonic strain field generated in the marginal part of the Barents Sea plate.

Сейсмотомографическая модель земной коры по профилю ГСЗ – ОГТ «Суша-Море» Калевала-Кемь-горло Белого моря

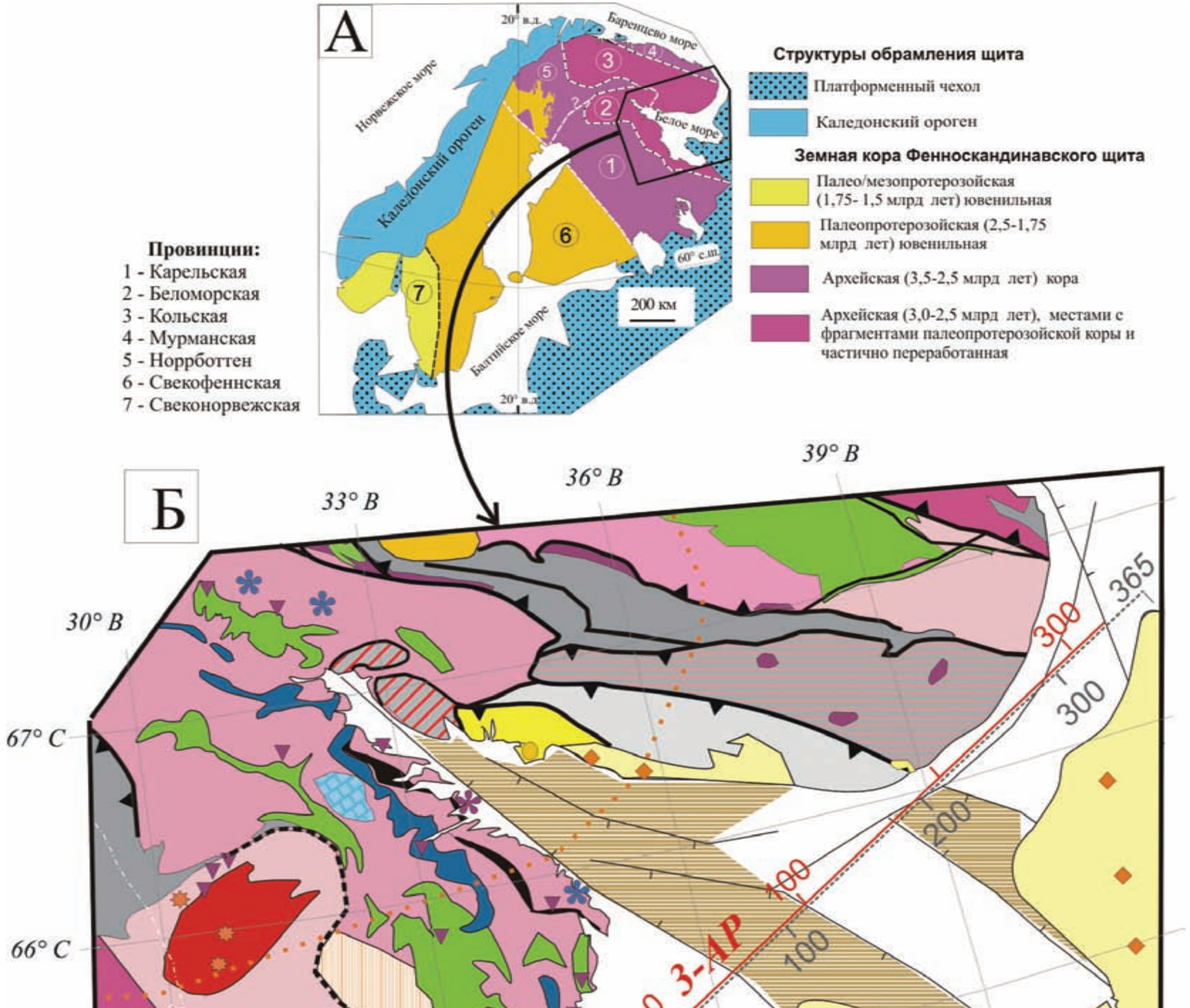
А.И. Слабунов,[1] Н.В. Шаров,[1] Э.В. Исанина,[2] Н.А. Крупнова,[3]
Ю.В. Рослов,[3] Н.И. Щипцова[1]

1 - Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия
2 – Российский геоэкологический центр (РГЭЦ), ФГУП Урангео, г. Санкт-Петербург, Россия
3 - ФГУ НПП Севморгео, г. Санкт-Петербург, Россия

Целью исследований было создание модели строения земной коры восточной части Фенноскандинавского щита на основе комплексного анализа геологических данных, вибросейсмических наблюдений МОГТ с привлечением данных ГСЗ на суше, морских комплексных сейсмических наблюдений ГСЗ, МОВ-ОГТ. Выполненные глубинные исследования ОГТ, ГСЗ и построенные сейсмотомографические разрезы по профилям: 4В; южному участку геотраверса 3-АР (Калевала-Кемь горлоБелого моря) позволили впервые в пределах восточной части Фенноскандинавского щита детально изучить земную кору под Белым морем. Выделены и прослежены на глубину зоны тектонических нарушений, доходящие до поверхности Мохо. Профиль Калевала-Кемь-Белое море пересекает восточную часть Карельской, Беломорскую, южную часть Кольской провинций щита (в том числе, зоны их сочленения) и Онежско-Кандалакшский палеорифт Белого моря. В верхней части разреза сухопутного участка профиля в зоне сочленения Беломорской и Карельской провинций выделяется Шомбозерская структура протяженностью 70 км с высокой скоростью продольных волн Vp=6,1-6,2 км/с и характеризуется положительным градиентом скорости, а в зоне сочленения Беломорской и Кольской провинций – Умбинско-Колвицкий тектонический ансамбль. Верхние части разреза земной коры Беломорской и Карельской провинций имеют пониженные значения скорости Vp=5,7-5,9 км/с. В нижней коре Беломорской и Кольской провинций отмечается увеличение скоростей Vp=7,5-7,9 км/с. Мощность земной коры региона варьирует от 35 до 46 км.

Введение

Восточная, сложенная главным образом архейскими образованиями, часть Фенноскандинавского щита (рис. 1 А) в районе Белого моря является ключевой для познания фундаментальных закономерностей эволюции литосферы от архея до наших дней. Основное внимание было уделено анализу и комплексной интерпретации результатов геофизических и геологических исследований морской и сухопутной частей региона для решения проблем соотношения разнотипных структур (провинций, мегаблоков, террейнов) земной коры древней части Фенноскандинавского щита, а также выяснение закономерностей эволюции земной коры в раннем докембрии.


А
20° в.д.
Баренцево море
Норвежское море
Каледонский ороген
Белое море
Балтийское море
60° с.ш.
200 км
20° в.д.
1
2
3
4
5
6
7
Провинции:
1 - Карельская
2 - Беломорская
3 - Кольская
4 - Мурманская
5 - Норрботтен
6 - Свекофеннская
7 - Свеконорвежская
Структуры обрамления щита
Платформенный чехол
Каледонский ороген
Земная кора Фенноскандинавского щита
Палео/мезопротерозойская (1,75- 1,5 млрд лет) ювенильная
Палеопротерозойская (2,5-1,75 млрд лет) ювенильная
Архейская (3,5-2,5 млрд лет) кора
Архейская (3,0-2,5 млрд лет), местами с фрагментами палеопротерозойской коры и частично переработанная
Б
30° В
33° В
36° В
39° В
67° С
66° С
365
300
300
200
100
100
3-АР

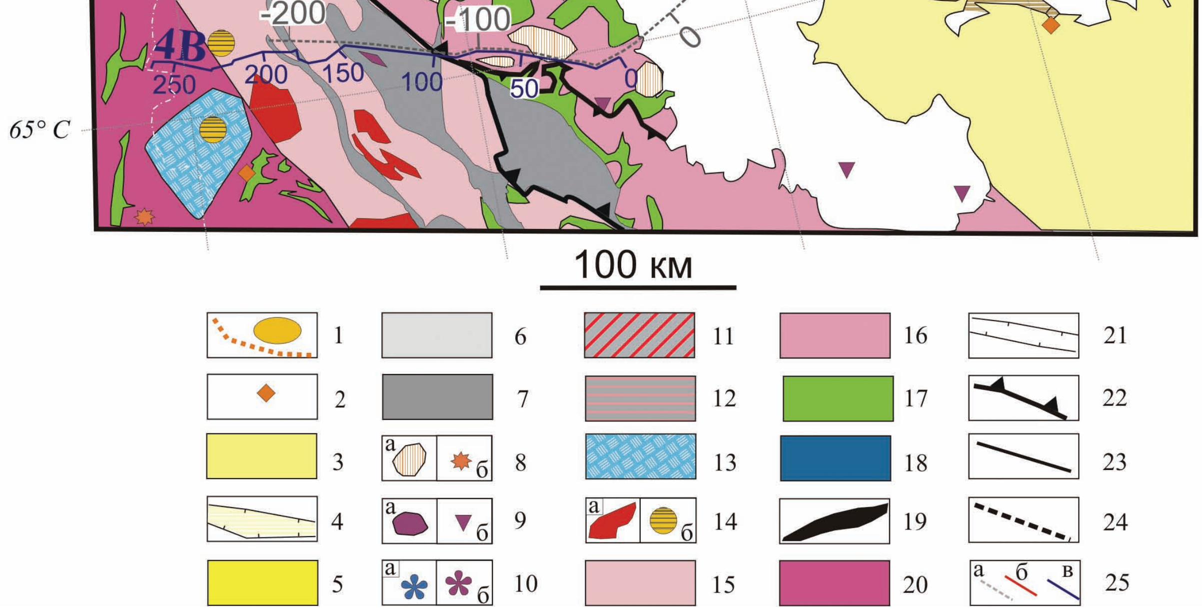


Рис. 1. А. Тектоническое районирование Фенноскандинавского щита (Слабунов, 2008 и ссылки там) и расположения рис. 1. Б.
Б. Схема геологического строения района Белого моря (по Слабунов, 2008 с дополнениями по: Балаганский и др., 2006; Балуев, 2006; Геологическая ..., 2001; Казанник и др., 2006) и расположение сейсмических профилей «Суша – Море», 4В (Кемь-Калевала) и 3-АР (Кемь – горло Белого моря).

1 – палеозойские щелочные интрузии и ареал распространения данного комплекса; 2 – поля кимберлитов; 3, 4 – палеозойские и неопротерозойские осадочные образования: 3 – на суше, 4 – в палеорифте Белого моря; 5-10 – Палеопротерозойские образования: 5 - Умбинский гранулитовый (парагранулиты, эндербиты) комплекс; 8 –гранитогнейсы и метавулканиты Терского террейна; 7 – осадочные и вулканогенные образования Имандра-Варзугского пояса; 8 – гранитоиды (а – Топозерский комплекс метачарнокитов Беломорской провинции, б – Нуоруненского типа Карельской провинции); 9 – интрузии основного-ультраосновного состава, в том числе расслоенные (а – крупные массивы, б – вне масштаба); 10 – коровые эклогиты (а – неоархейские, б – палеопротерозойские); 11 – Колвицкий меланж (с тектоническими пластинами архейских гранитогнейсов); 12 – тектоническая смесь палеопротерозойских мафических и неоархейских гранитогнейсовых комплексов Стрельнинского террейна, 13-19 – архейские образования: 13 – гранулитовые комплексы; 14 – комплекс высокомагнезиальных диорит-гранодиоритовов (санукитоидов) (а – крупные массивы, б – мне масштаба); 15, 16 – неоархейские гранитоиды ТТГ ассоциации: 15 – Карельского кратона и Сосновского террейна, 16 – переработанные в палеопротерозое; 17 – мезо-и неоархейские зеленокаменные комплексы, 18, 19 – мезоархейские образования: 18 - парагнейсы; 19 – офиолитоиды; 20 – мезо-и неоархейские гранитоиды ТТГ ассоциации; 21 – рифты Белого моря; 22 – надвиги, 23 – разломы; 24 – предполагаемые разломы; 25 – сейсмические профили: а – «Суша-Море», б – 3-АР «Кемь-горло Белого моря», в – 4В «Кемь – Калевала»

По профилю Калевала-Кемь-горло Белого моря (рис. 1 Б) за основу приняты сейсмические материалы, полученные в 2003 году ФГУ НПП «Севморгео» и СЗФ «Невскгеология», являющиеся юго-западным окончанием геотраверса 3-АР. ФГУ НПП «Севморгео» выполнил морские работы по 400-километровому профилю ОГТ, ГСЗ, включающие возбуждение сигналов пневмоисточником и регистрацию автоматическими донными сейсмическими многокомпонентными станциями. Наблюдения на 200 километровом сухопутном участке были обеспечены СЗФ «Невскгеология». Эти материалы дополнены временами первых вступлений продольных волн, полученных под руководством И.В. Литвиненко в 1958 году на профиле ГСЗ Кемь-Ухта (Калевала) *(Глубинное строение..., 2001)*. Главной целью исследований было создание сейсмогеологической модели строения земной коры восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1 А, Б) на основе комплексного анализа вибросейсмических наблюдений МОГТ с привлечением данных ГСЗ на суше и морских комплексных сейсмических наблюдений ГСЗ, МОВ-ОГТ.

1. Геологический очерк

Фенноскандинавский (Балтийский) щит – самый крупный в Европе выход на поверхность докембрийских комплексов Восточно-Европейского кратона. Его континентальная кора имеет мозаичную (блоковую, террейновую) структуру и состоит из семи провинций (рис. 1А). При этом восточная его часть сложена, главным образом, архейскими (3,5–2,5 млрд. лет), а западная – ювенильными протерозойскими образованиями. Архейские структурно-вещественные комплексы составляют большую часть Карельской, Мурманской, Беломорской, Кольской (в ее составе установлены фрагменты ювенильной палеопротерозойской коры), Норрботтен провинций (рис. 1 А). Каждая из них имеет свои особенности формирования коры в архее и ее переработки в протерозое *(Daly et al., 2006; Slabunov et al., 2006)*. Две первые структуры рассматриваются как неоархейские кратоны, Беломорская и Кольская – как докембрийские подвижные пояса, провинция Норрботтен пока изучена слабо. Земная кора щита в восточной (древней) части расколота неопротерозойскими палеорифтами Онежско-Кандалакшской системы (Балуев и др., 2000), пронизана среднепалеозойскими интрузиями Кольской щелочной провинции и кимберлитовыми трубками (рис. 1 Б).

Карельская провинция (или неоархейский кратон) составляет ядро щита *(Gaál, Gorbatschev, 1987)* и сложена, главным образом, архейскими гранитоидными, зеленокаменными и парагнейсовыми комплексами, менее распространены высокометаморфизованные (гранулитовые) комплексы (Слабунов и др., 2006а, б; Slabunov et al., 2006) . Первые занимают более 80% современного эрозионного среза и формировались на всем протяжении развития коры: от 3,5 до 2,5 млрд. лет. Зеленокаменные и парагнейсовые комплексы с возрастом от 3,1 до 2,6 млрд. лет слагают, соответственно, зеленокаменные и парагнейсовые пояса.

Архейские образования кратона перекрываются слабодислоцированными палеопротерозойскими осадочными и вулканогенными образованиями, которые сохранились в ряде структур, а также секутся роями базитовых даек и расслоенными интрузиями *(Слабунов и др., 2006б)*.

Около 2,5 млрд. лет назад Карельская провинция прошла стадию кратонизации и в протерозое реагировала на тектонические события как относительно жесткий блок.

В составе кратона выделяется несколько террейнов *(Слабунов и др., 2006а* и ссылки там), которые различаются возрастом и составом слагающих их пород. Рассматриваемый профиль пересекает самый молодой и восточный среди них – Центрально-Карельский, а с учетом материалов по профилю 4В – также восточную часть террейна Кианта.

Кольская провинция (рис. 1 Б) – это сложный тектонический ансамбль, сформировавшийся в палеопротерозое в связи с развитием Лапландско-Кольского орогена *(Балаганский, 2002; Балаганский и др., 1998, 2006; Daly et al., 2006)*. Она состоит из террейнов с различным строением и предысторией *(Балаганский, 2002)*. Профиль пересекает следующие из них: Колвицкий, Умбинский, Терский, Стрельнинский, Сосновский. Последний входит в состав Центрально-Кольского супертеррейна, в котором наиболее полно представлены архейские зеленокаменные, парагнейсовые, гранитоидные, дайковые комплексы. Он рассматривается как Кольская гранулит-зеленокаменная *(Митрофанов и др., 1986)* или гранит-зеленокаменная *(Докембрийская..., 1992)* область, а его Кольско-Норвежский террейн – как архейская гранулито-гнейсовая область *(Марков и др., 1987)*. Беломорская провинция непосредственно граничит по системе палеопротерозойских (2,0–1,75 млрд. лет) разломов с Лапландско-Кольской коллизионной сутурой *(Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006; Geology..., 1995)*, террейнами Терским, Стрельнинским (рис. 1 Б), Центрально-Кольским. Два первых состоят как из неоархейских, так и из ювенильных палеопротерозойских образований.

В палеопротерозое в пределах провинции формируются многочисленные мафит-ультрамафитовые интрузии (например, расслоенные перидотит-пироксенит-габброноритовые интрузии Панских и Федоровских тундр), рифтогенная Имандро-Вазрзугская структура *(Пожиленко и др., 2002)*.

Беломорский подвижный пояс располагается между Карельским кратоном и Кольской провинцией (рис. 1 Б) и принципиально отличается от них тем, что это сложно и интенсивно складчатая структура полицикличного развития, породы которой неоднократно метаморфизованы в условиях высокого (кианитовый тип) давления как в архее, так и в протерозое *(Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Сыстра, 1978)*. Кольская и Беломорская провинции являются элементами Лапландско-Кольского палеопротерозойского орогена *(Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006)*.

Структура Беломорского подвижного пояса – это сложный тектонический коллаж *(Миллер, Милькевич, 1995)*, состоящий из отдельных пластин (террейнов). Существенную, а, возможно, и решающую роль в формировании структуры провинции играют неоархейские (2,72–2,7 млрд. лет) тектонические покровы *(Глебовицкий и др., 1996; Миллер, Милькевич, 1995)*. Структура пояса была существенно усложнена палеопротерозойскими рифтогенными и коллизионными событиями *(Балаганский, 2002; Володичев, 1990; Колодяжный, 2006)*.

Большая часть структуры сложена архейскими (2,9–2,65 млрд. лет) мигматизированными разгнейсованными гранитоидами ТТГ ассоциации, менее развиты палеопротерозойские (около 2,4 млрд. лет) гранитоиды – чарнокиты. Глубокометаморфизованные вулканогенные (среди которых велика роль базальтов, коматиитов, андезитов), осадочно-вулканогенные и осадочные образования с возрастом от 2,88 до 2,74 млрд. лет слагают серию зеленокаменных поясов, а мезоархейские метаграувакки – Чупинский парагнейсовый пояс (Слабунов, 2008 и ссылки там). Отдельно следует отметить Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс, сложенный мезоархейским офиолитоподобным комплексом с фрагментами метаперидотитов. Фрагменты неоархейских офиолитов описаны в Северо-Карельском зеленокаменном поясе. Кроме того, в составе Беломорской провинции известны архейские (2,72 млрд. лет) коровые эклогиты, входящие в состав гридинского меланжа.

Беломорская структура содержит многочисленные, как правило, небольшие интрузии, дайки, их фрагменты палеопротерозойских габброидов (друзитов). Среди них выделяются (Степанов, 1981) комплексы: габбро-анортозитов (с возрастом около 2,45 млрд. лет), лерцолитов-габброноритов (2,4–2,38 млрд. лет), гранатовых (железистых) габбро (2,12 млрд. лет).

Рифтовая система Белого моря состоит из серии палеорифтов (Онежско-Кандалакшского, Керецко-Пинежского и др.) северо-западного простирания. Глубина залегания фундамента в пределах, например, Онежско-Кандалакшского рифта достигает 8 км *(Казанин и др., 2006)*. Система сформировалась в условиях растяжения раннедокембрийской континентальной коры в рифее *(Балуев и др., 2000; Балуев, 2009)*.

2. Методика и характеристика сейсмических данных

2.1. Методика сейсмических наблюдений

Для возбуждения сигналов использовалась группа пневматических источников общим объемом 2280 дюйм. куб., взрывной интервал – 50 м. Регистрация осуществлялась 360 канальной буксируемой косой с шагом между каналами 12,5 м и максимальным выносом 4647,5 м, средняя кратность перекрытия составляла 45 *(Строение российской..., 2005)*. Данные МОВ-ОГТ обработаны в системе PROMAX. В процессе обработки на различных этапах многократно использованы процедуры деконволюции, одноканальной полосовой и многоканальной f-k фильтрации, а также процедура DMO. Выполнено суммирование по ОГТ со средней кратностью 45. По разрезу произведена миграция во временной области с использованием алгоритма Кирхгоффа *(Сакулина и др., 2003)*. По результатам работ МОВ-ОГТ получены сейсмические временной и глубинный разрезы.

Работы МПВ-ГСЗ выполнены по обращенной системе наблюдений с расстановкой в 23 пунктах донных сейсмических станций и возбуждением упругих колебаний пневмоизлучателем, установленном на движущемся вдоль профиля корабле. Возбуждение колебаний осуществлялось пневмоисточниками большой мощности типа СИН (объемом 80 л и 120 л) при взрывном интервале (по профилю) – 250 м. Для приема сигналов использованы автономные самовсплывающие донные цифровые станции «Граница» и АДСР-М конструкции «Севморгео» с трехкомпонентной –X,Y,Z на дне водоема и гидрофоном H на поверхности воды регистрацией. На сухопутной части профиля 3-АР регистрация сейсмических сигналов от пневмоисточника осуществлялась в 13 точках трехкомпонентными сейсмоприемниками (X,Y,Z) на цифровые станции «Дельта-Геон». Профили отработаны по достаточно плотной системе наблюдений. В морской части станции были установлены через 5–10 км, а на сухопутной части профиля через 15 км.

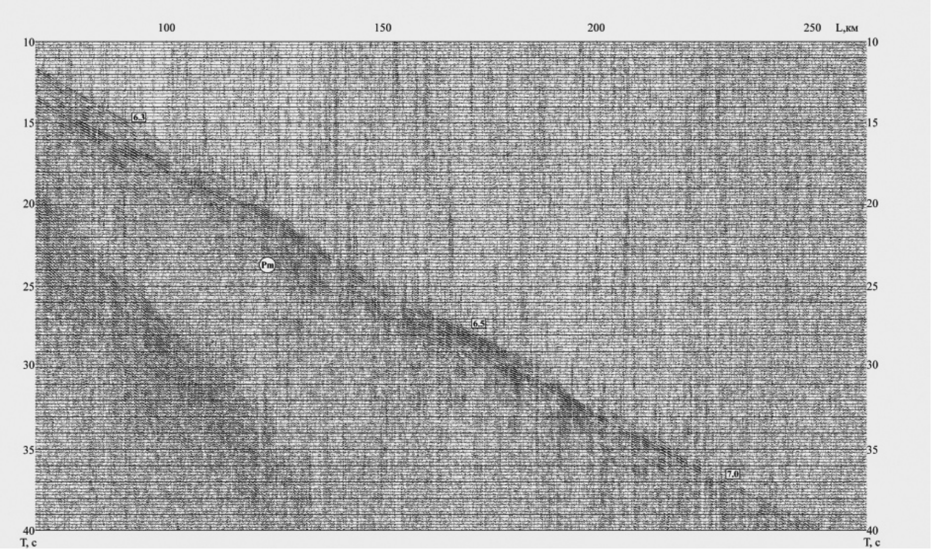


Рис. 2. Пример волнового поля при наблюдении на суше и возбуждении на море. Профиль 3-АР, зондирование 3, X=50км.

2.2. Характеристика сейсмических материалов МПВ-ГСЗ

Волновое поле характеризуется сильной изменчивостью вдоль профиля, что обусловлено блоковым строением разреза, где каждый блок соответствует крупной тектонической структуре. Наличие большого количества волн различной природы (преломленных, отраженных, кратных), а также появление изломов и разрывов в годографах свидетельствует о сложной слоистой структуре разреза. На сейсмических записях выделены волны, связанные с границами в осадочном чехле, фундаментом, границами внутри коры и мантией.

Анализ качества сейсмических материалов по зондированиям позволяет сделать следующие выводы:

— на сейсмических записях, полученных в Белом море, практически на всех зондированиях отмечается повышенный уровень шумов, связанный с течением;

— при наблюдениях на сухопутном продолжении профиля 3-АР устойчивая регистрация сейсмических сигналов отмечается на удалениях до 160–180 км, однако имеются записи и на больших расстояниях до 380–450 км.

Ближний к крайней точке наблюдений в море ПК 0 находился ПК 1, дальний, соответственно, ПК 13. На рисунке 2 представлен пример волнового поля записей пневмоизлучателей. На ПК 1 ввиду малого расстояния до источника (37–40 км) продольные и поперечные волны регистрируются с малым временем запаздывания (7–10 с), с удалением от берега внутрь континента возрастает разница t S-P и волны становятся более устойчивыми. С увеличением расстояния до источника и появлением интенсивной отраженной волны от границы Мохо записи становятся разрешенными, а вступления – более четкими. В отдельных случаях хорошо регистрируются P- и S-волны (рис. 2), что допускает возможность построения томографических разрезов по P- и S-волнам.

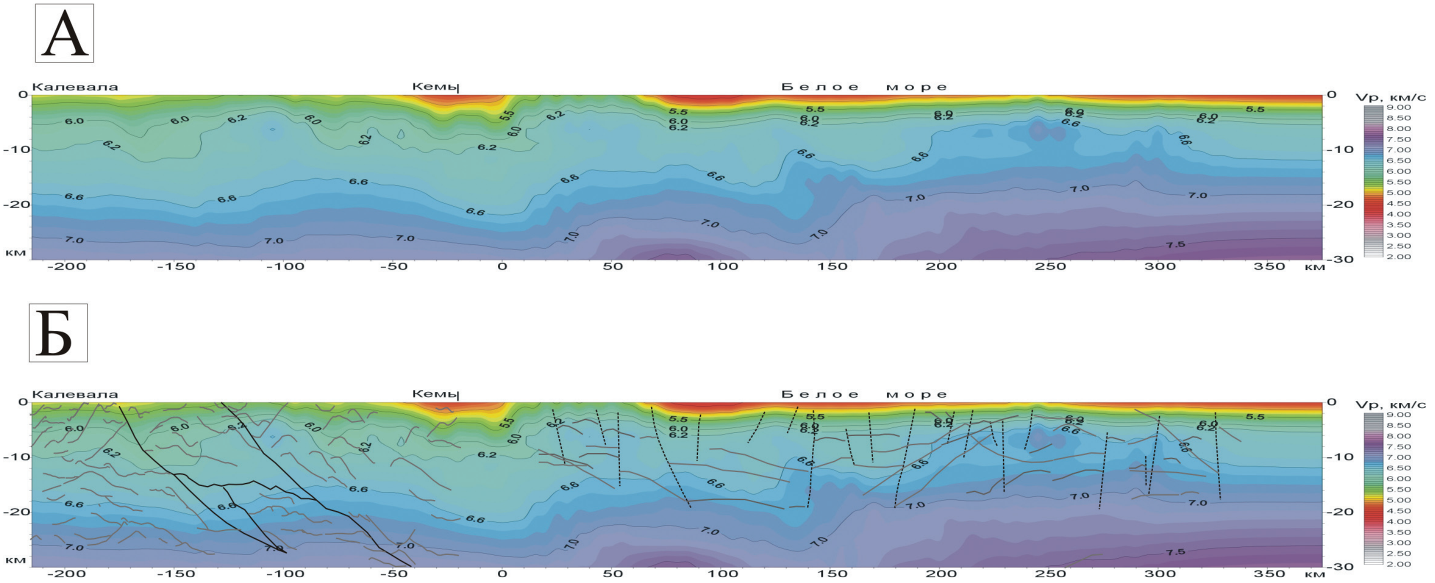


Рис. 3. А. Сейсмотомографический разрез по профилю «Суша-Море» (Калевала-Кемь-Горло Белого моря). Б. Сейсмотомографический разрез по профилю «Суша-Море» и сейсмоотржающие поверхности с сейсмогеологического разреза по данному профилю.

2.3. Обработка сейсмических материалов

Граф обработки данных МПВ-ГСЗ на опорных профилях, разработанный в «Севморгео», предусматривает различные виды обработки и интерпретации волновых полей *(Сакулина и др., 2003)*, а именно:

– блок кинематической обработки данных метода преломленных волн (МПВ) и ГСЗ, включающий систему «Граница». В рамках этой системы выполняется считывание времен прихода всех волн и решение обратной кинематической задачи традиционными способами;

– пакет программ миграции сейсмических записей преломленных волн и построение динамических разрезов по отраженным и преломленным волнам;

– пакет программ XTomo, который осуществляет томографическую обработку. Система XTomo служит мощным 2D-инструментом кинематической интерпретации сейсмических данных и, в отличие от предыдущей версии Firstomo, позволяет использовать криволинейную решетку, что удобно для моделирования сейсмических пластов и горизонтов.

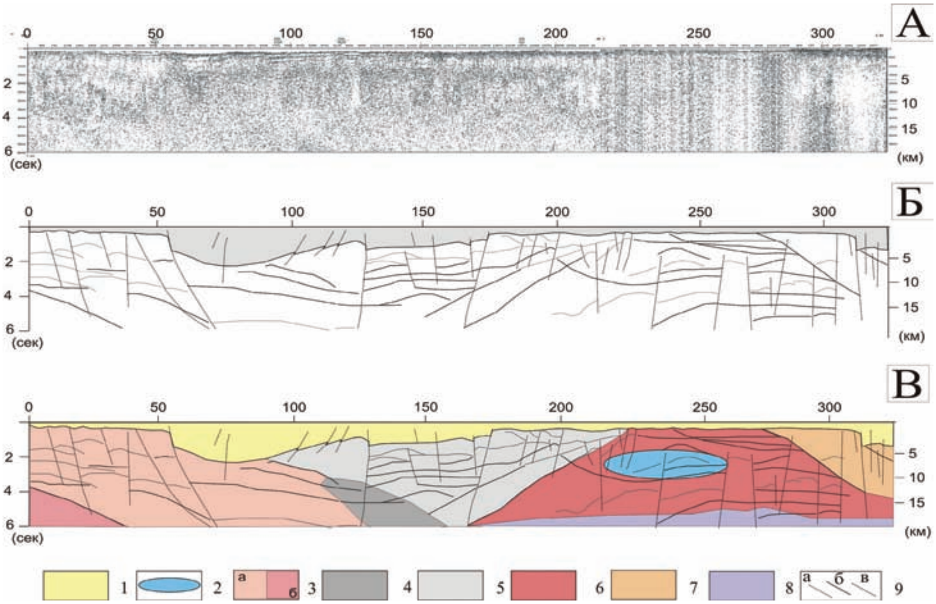


Рис. 4. А. Мигрированный временной разрез МОВ-ОГТ по профилю 3-АР «Кемь-горло Белого моря» (ОАО «МАГЭ»).
Б. Сейсмогеологический разрез МОВ-ОГТ по профилю 3-АР.
В. Геолого-геофизический разрез по профилю 3-АР:
1 – неопротерозойская рифтовая системы Белого моря; 2 – палеопротерозойские интрузии мафит-ультрамафитового состава; 3 – архейские образования Беломорской провинции: а – гранит-зеленокаменные с редкими офиолитоидными и эклогитсодержащими комплексами, б – гранит-зеленокаменные комплексы; 4-7 – Кольская провинция: 4 – Колвицкий и Умбинский террейны; 5 – Терский террейн; 6 – Стрельнинский террейн; 7 – Сосновский террейн; 8 – нижняя высокоскоростная земная кора; 9 – сейсмотражающие поверхности: а, б – границы контрастных сред по данным разных авторов, в – разломы.

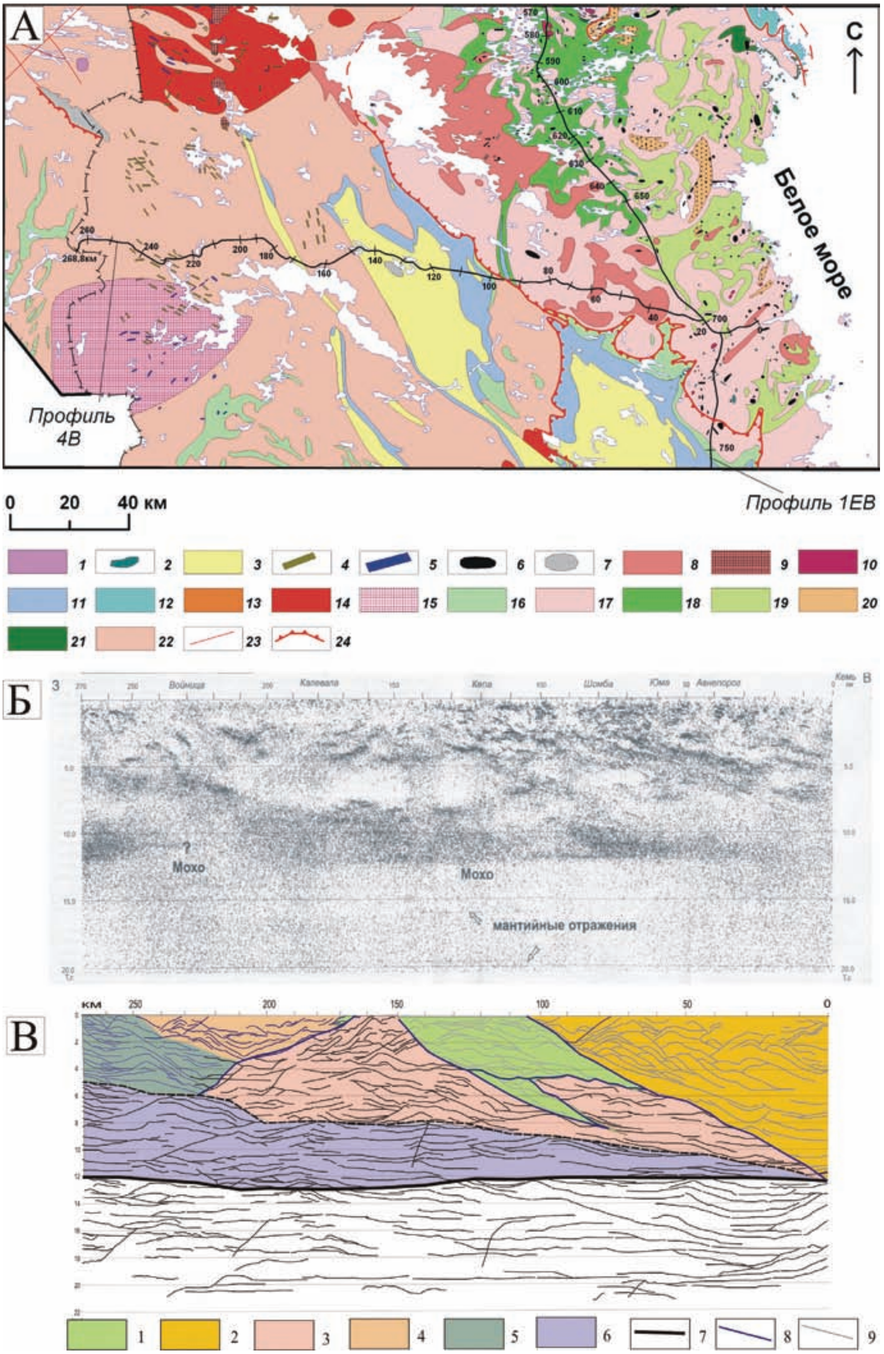

А
С
Белое море
Профиль 4В
Профиль 1ЕВ
268,8км
260
240
220
200
180
160
140
120
100
80
60
40
20
700
750
570
580
590
600
610
620
630
640
650
0
20
40 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
Б
З
Войница
Калевала
Кепа
Шомба
Юма
Авнепорог
Кемь
В
?
Мохо
Мохо
мантийные отражения
В
км
250
200
150
100
50
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Рис. 5 А. (стр. 301) Схема геологического строения Северной Карелии (Слабунов, 2008 и ссылки там) и расположение сейсмического профиля 4В

1 – фанерозойские щелочные комплексы; 2 комплекс коронитовых (гранатовых) габбро; 3-8 – палеопротерозойские образования: 3 – ятулийские (2,32,0 млрд. лет) вулканогенные и осадочные комплексы; 4 – дайки долеритов (Карельская провинция); 5 – дайки габброноритов (Карельская провинция); 6 – комплекс лерцолитов-габброноритов (Беломорская провинция); 7 – расслоенные интрузии; 8 – метачарнокиты топозерского типа; 9 – граниты нуоруненского типа; 10 – комплекс габброанортозитов; 11 –сумийские, сариолийские (2,52,3 млрд. лет) вулканогенные и осадочные комплексы, 12 – неоархейский эклогитсодержащий комплекс; 13 – эндербиты; 14 – санукитоиды (2,742,72 млрд. лет); 15 – гранулиты Вокнаволокского комплекса; 16 – неоархейские зеленокаменные комплексы; 17 – гранитоиды Беломорской провинции; 18 – мезоархейские зеленокаменные комплексы; 19 – глубокометаморфизованные зеленокаменные комплексы; 20 – мезоархейские парагнейсы; 21 – возможные аналоги офиолитов; 22 – гранитоиды Карельского неоархейского кратона; 23 – разломы; 24 – палеопротерозойские надвиги.

Б. Мигрированный временной разрез МОВ-ОГТ, профиль 4В (Глубинное строение и эволюция...., 2001)

В. Геологогеофизический разрез по профилю 4В

1 – палеопротерозойские вулканогенные и осадочные образования; 2 – тектонический ансамбль из пластин неоархейских гранитогнейсов, мезо- и неоархейских зеленокаменных комплексов и палепротерозойские метачарнокитов; 3, 4 – неоархейские образования Центрально-Карелького террейна: 3 – гранитоиды, редкие зеленокаменные образования и санукитоиды, 4 – гранитоиды, рои даек базитов; 5 – мезо- и неоархейские образования террейна Кианта (гранитоиды, зеленокаменные комплексы, гранулиты), 6 – нижняя кора; 7 – граница Мохо; 8 – палеопротерозойские надвиги; 9 – сейсмоотражающие поверхности.

По годографам первых вступлений продольных волн построен скоростной разрез по профилю (Рис. 3 А). Эти материалы дополнены временами первых вступлений продольных волн, полученных на профиле ГСЗ Кемь-Ухта. При томографическом подходе определяются интегральные значения скоростей, реализующиеся в модели с плавным, но повсеместным изменением скорости. В качестве основы для выбора начального скоростного приближения использовались глубинные сейсмические разрезы ГСЗ, построенные вдоль этих профилей с учетом времен вступлений преломленных и отраженных волн *(Глубинное строение, 2001)*.

2.4. Характеристика сейсмического волнового поля МОВ-ОГТ

Полученный сейсмический временной разрез МОВ ОГТ (Рис. 4 А) отражают геологическое строение котловины Белого моря. В целом характер волнового поля позволяет выделить три геолого-геофизических комплекса (ГГК) – нижний, средний и верхний.

Нижний ГГК в волновом поле характеризуется отражающими горизонтами группы С (рис. 4 Б). В этом комплексе в западной части, соответствующей Беломорской провинции, наблюдаются пологопогружающиеся на СВ отражающие поверхности, в центральной части (Терский и Стрельнинский террейны Кольской провинции) эти поверхности погружаются на ЮЗ, в восточной части (Сосновский террейн) вновь появляются поверхности, погружающиеся на СЗ. Поверхность гетерогенного фундамента F регистрируется на временах от 3,5 с до 0,2 с. Наиболее уверенно поверхность фундамента, как условная граница смены регулярной волновой картины на хаотичную, прослеживается там, где временная мощность среднего ГГК существенно сокращена. Положение поверхности фундамента в местах максимальной временной мощности среднего ГГК отождествляется с наиболее уверенно прослеживаемым отражающим горизонтом группы Rf_a, регистрируемым в низах соответствующего временного интервала.

Отражающие горизонты группы С регистрируются в широком временном диапазоне, до 6с включительно, характеризуются динамически ярко выраженными, преимущественно криволинейными осями синфазности, ограниченной латеральной прослеживаемостью и резкими изменениями амплитудного уровня регистрации. По-видимому, эти отражающие горизонты характеризуют акустические неоднородности фундамента, природа которых может быть обусловлена, например, физико-химическими изменениями пород фундамента, присутствием интрузивных тел, тектоническими нарушениями и так далее.

Средний ГГК представляет собой рифейский осадочный чехол котловины Белого моря. Особенности волновой картины ГГК позволяют разделить его на три различных, латерально обособленных комплекса – кандалакшский, малошуйско-унский, керецкий.

Верхний ГГК, временная мощность которого не превышает 500 мс, характеризуется верхнерифейским, вендским и четвертичным комплексами.

2.5. Сопоставление данных ГСЗ и ОГТ.

Что касается комплексирования ОГТ и ГСЗ, то здесь не выявлено каких-то противоречий, ОГТ позволил изучить разрез только до глубин 12–14 км. Осадочный чехол, особенно его верхняя часть, изучена более детально, чем это возможно по ГСЗ. Сопоставление с временным разрезом ОГТ позволяет уточнить корреляцию и разделение волн при интерпретации волновых полей ГСЗ. Это позволяет скорректировать результаты обработки ГСЗ в верхней части разреза и получить более достоверный разрез на больших глубинах. В свою очередь данные ГСЗ позволяют уточнить глубинное строение осадочного чехла при сложном его строении и потери отражающих горизонтов.

3. Структуры земной коры

Сейсмический профиль пересекает главные раннедокембрийские провинции восточной части Фенноскандинавского щита: Беломорскую, Карельскую и Кольскую, а также Онежско-Кандалакшский палеорифт.

Земная кора западной части сухопутного участка профиля отличается более однородным сейсмотомографическим разрезом с плавными пологими границами (рис. 3). На профиле МОВ-ОГТ она имеет здесь четко выраженное слоистое трехчленное строение: верхняя, средняя и нижняя кора (рис. 5 Б). Эта часть профиля представляет собой устойчивую архейскую континентальную кору.

Кора восточной части сухопутного участка профиля имеет другое строение. Здесь отсутствует четкое слоистое строение земной коры. Верхняя часть разреза ОГТ состоит из наклоненных полого на восток границ, постепенно выклинивается контрастная нижняя кора и сменяется однородной. Эта часть профиля соответствует зоне надвига по которому комплексы Беломорской провинции, надвинуты на образования Карельского кратона.

По данным ГСЗ слабо изменяется скоростная модель земной коры. В верхней ее части до глубины 5 км скорость нарастает от 5,9 до 6,3 км/с, затем наблюдается зона инверсии скорости *(Глубинное строение..., 2004)*. Глубина до подошвы инверсионной зоны, до границы $К_1$, изменяется вдоль сухопутного участка профиля от 16 км на западе до 10 км на востоке. Скорость под указанной зоной также изменяется от 6,5 км/с на западе до 6,3 км/с на востоке. На глубине 30 км выделена граница $К_2$ с предполагаемым скачком скорости от 6,7 до 6,8 км/с. В низах коры скорость увеличивается до 7,0 км/с. Граница М прослежена как отражающий горизонт со скачком скорости на ней от 7,0 до 8,0 км/с. Мощность коры – 40 км, она практически не меняется вдоль всего сухопутного участка профиля.

В результате сейсмических работ МОГТ, ГСЗ, сейсмоакустического профилирования вдоль южной части профиля 3-АР были выделены основные горизонты в разрезе осадочного чехла и консолидированной коры. Результаты представлены на геолого-геофизическом разрезе (Рис. 4 В). При построении геолого-геофизического разреза использованы результаты построений по данным ОГТ в Белом море (МАГЭ), обобщений комплексных геофизических данных о строении земной коры Беломорского региона *(Строение российской.., 2005)*. Кроме того, использованы результаты работ глубинных сейсмических исследований по профилю 4В (рис. 5 Б), выполненных ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» в 1999–2000 гг. по линии Кемь-Калевала *(Глубинное строение.., 2001)*.

В качестве опорной модели для кристаллической коры исследуемого региона выбрана трехслойная модель со скоростями продольных волн 5,8–6,4 км/с в верхнем слое (верхний этаж), 6,5–6,7 км/с в среднем и более 6,8 км/с в нижнем. Слои разделены отражающими горизонтальными $К_1$ и $К_2$ и отделены от верхней мантии границей М со скоростью 8.0–8.2 км/с. Граница $К_2$, скорее всего, обусловлена изменением реологических свойств пород на больших глубинах и поэтому с ней не связано изменение плотности. Из опыта моделирования, граница К1, чаще всего, отражает изменение петрофизических свойств – увеличение основности пород разреза, что, как правило, отражается в увеличении плотности.

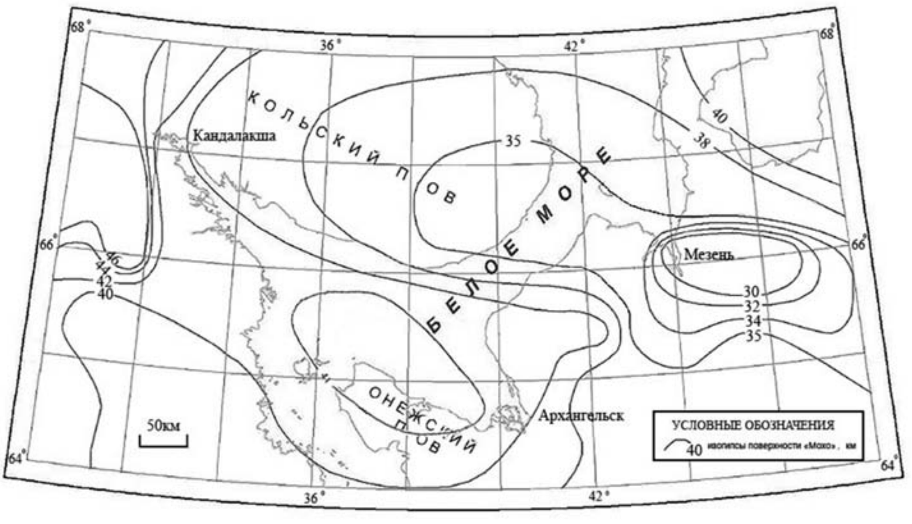


Рис. 6. Схема мощности земной коры по сейсмическим данным.

Граница $К_1$ залегает на различных глубинах, в верхней части коры имеются высокоскоростные внедрения и низкоскоростные пропластки мощностью 3–8 км в отдельных блоках. Отмечается общая тенденция уменьшения ее глубины до 13–15 км в юго-восточной части Кольской провинции, в меньшей степени в Беломорской и пограничной с ней части Карельской. На остальной территории мощность верхней коры изменятся от 17 до 20 км.

Граница $К_2$ описывает несколько иную картину, чем по вышележащему горизонту $К_1$. Локальный подъем этой границы до 18–20 км отмечается в районе геотраверса 3-АР в Белом море и под Мезенской структурой до 25 км и на Кольском полуострове, на фоне средних глубин 28–30 км в других частях региона.

Следует также отметить, что в нижней коре Беломорской и Кольской провинций выделяются высокоскоростные ($Vp > 7{,}5$ км/сек) слои начиная с глубин 26 км, в Карельской его верхняя граница, по-видимому, находится глубже (рис. 3 А).

Поверхность Мохоровичича. Известно, что совокупность различных сейсмических методов дает достаточно надежные сведения об изменении глубины залегания М на площади (рис. 6). Граничная скорость на М по продольным волнам изменяется в восточной части Фенноскандинавского щита от 7,9 до 8,3 км/с с преобладающими значениями 8,1–8,2 км/с. Мощность земной коры региона изменяется от 30 до 45 км. Максимальная мощность установлена в зоне сочленения Беломорской и Карельской провинций (до 46 км). Минимальная мощность коры зафиксирована в районе Мезени – 30 км. Мощность земной коры на западе Кольского полуострова составляет 40–45 км, на востоке – 36–38 км, в Белом море она достигает 40–42 км, на юго-восточном склоне щита – 45–50 км.

5. Геологическая и геодинамическая интерпретация сейсмотомографической модели профиля

Комплексный анализ геологических и сейсмических данных (с учетом вариаций гравиметричесих и магнитных полей в регионе) позволяет построить геолого-геофизический разрез земной коры по профилю Калевала – Кемь – горло Белого моря (Рис. 7). На разрезе удается проследить структуру земной коры на всю ее мощность, понять особенности строения отдельных блоков (террейнов), а также их соотношение.

На профиле отчетливо выделяются Карельская, Беломорская и Кольская провинции. Каждая из их состоит из отдельных блоков, которые будет правильно интерпретировать как террейны, т.к. границы их имеют тектоническую природу, а история развития соседних фрагментов коры как правило различается *(Балаганский и др., 1998, 2006; Слабунов и др., 2006а).*

В составе Карельской провинции, с запада на восток выделяются четыре главных структуры: восточная часть террейна Кианта, два фрагмента Центрально-Карельского террейна, разделенные палеопротерозойской Каллиоярвинской структурой и Шомбозерская структура, сложенная тектоническими пластинами из палеопротерозойских осадочных, вулканогенных и интрузивных пород. Последняя располагается на границе кратона с Беломорской провинцией. Представленная модель восточной части профиля, не повторяя полностью интерпретации других исследователей *(Колодяжный, 2005; Минц и др., 2001, 2007, Самсонов и др., 2001)*, в целом согласуется с ними, отличаясь иными представлениями о соотношении террейнов. Вероятно, в неоархее к относительно древнему (с возрас-

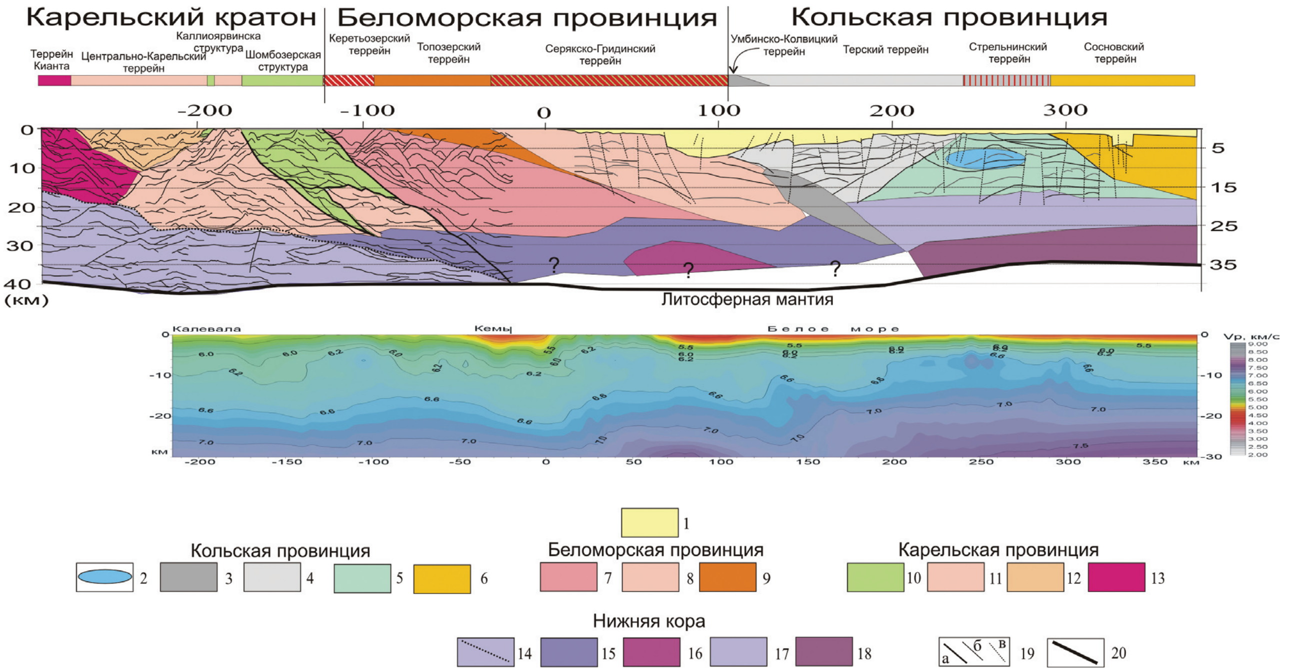


Рис. 7. *Геолого-геофизический разрез земной коры по линии Калевала – Кемь – горло Белого моря по данным сейсмотомографического профиля «Суша-Море» (показан на рисунке), профилей МОВ-ОГТ 3-АР (Кемь-горло Белого моря) и 4В (Кемь – Калевала)*

1-13 – структуры верхней и средней коры: 1 – неопротерозойская палеорифтовая системы Белого моря; 2–6 – структуры Кольской провинции: 2 – палеопротерозойские (?) высокоскоростные мафит-ультрамафитвые массивы, 3 – Колвицкий и Умбинский террейны, 4 – Терский террейн, 5 – Стрельнинский террейн, 6 – Сосновский террейн; 7–9 – Структуры (террейны) Беломорской провинции: 7 – Керетьозерский (гранит-зеленокаменный); 8 – Серякско-Гридинский (гранит-зеленокаменно-эклогитовый), 9 – топозерский (метачарнокитовый); 10–13 – структуры Карельской провинции: 10 – Палеопротерозойские палеорифтогенные (Шомбозерская, Каллиоярвинская); 11, 12 – Центрально-Карельский террейн, 11 – восточный фрагмент (неоархейские гранитоиды, санукитоиды, зеленокаменные комплексы), 12 – западный фрагмент (неоархейские гранитоиды, палеопротерозойские рои даек базитов); 13 – террейн Кианта (мезо- и неоархейские гранитоиды, зеленокаменные комплексы, гранулиты); 14-18 – Структуры нижней коры: 14 – сейсмически контрастный слой Карельского кратона, пунктирная линия – его верхняя граница; 14 – сейсмически малоконтрастный слой Беломорской провинции и зона ее контакта с кратоном; 16 – высокоскостной (Vp – более 7,5 км/сек) слой Беломорской провинции; 17 – нижнекоровый слой Кольской провинции; 18 – высокоскостной (Vp – более 7,5 км/сек) слой Кольской провинции; 19 – сейсмоотражающие поверхности на профилях МОВ-ОГТ: а – надвиги; б – границы сейсмически контрастных комплексов; в – разломы; 20 – граница Мохо том коры 3,1–2,65 млрд лет) континентальному блоку Кианта был аккретирован более молодой (с возрастом коры 2,8–2,65 млрд. лет) Центрально-Карельский террейн. Неоархейский надвиг сохранился как погружающаяся на восток граница между террейнами Кианта и западной пластиной Центрально-Карельского (рис. 7). В раннем палеопротерозое сформировались рифтогенные структуры Шомбозерская и Каллиоярвинская. В ходе коллизионных процессов при формировании Свекофеннского и Лапландско-Кольского орогенов, континентальная кора Беломорского сегмента была надвинута на Центрально-Карельский – по Шомбозерскому шву, а по Каллиоярвинской системе рифтогенных разломов на Центрально-Карельский террейн надвинут ансамбль из двух составляющих (рис. 7).

Земная кора Беломорской провинции сформировалась, главным образом, в мезо-и неоархее, а ее структура оформилась в ходе коллизионных процессов *(Слабунов, 2008).* Одним из проявлений последних было покровообразование, которое и предопределяет рисунок отражающих поверхностей в виде ассиметричных дуг. В палеопротерозое кора Беломорья находилась под воздействим мантийных плюмов, приведших к образованию многочисленных мелких интрузий основного состава и крупных гранитоидных в верхней и средней коре, а в нижней образовался слой насыщенный телами базитов, что обусловило его высокоскоростные и акустически малоконтрастные характеристики (рис. 7). В ходе коллизионных процессов в Лапландско-Кольском орогене структура коры Беломорья осложнилась, именно в этот период ее фрагменты были выведены на более высокие уровни и надвинуты на Карельский кратон. Эти процессы являются, по-видимому, причиной того, что U-Pb возраста сфенов (Бибикова и др., 1999) в Беломорской провинции – палеопротерозойские (1,9-1,75 млрд. лет), а в кратоне – архейские (более 2,65 млрд. лет).

Кольская провинция крайне гетерогенна и включает в рассматриваемом районе террейны *(Балаганский и др., 2006)*, состоящие из: из ювенильного, в основном, палеопротерозойского вещества (Терский, Умбинский), из тектонической смеси палеопротерозойских и архейских пород (Колвицкий, Стрельнинский), в основном, из архейских образований (Сосновский).

Тектонический ансамбль из Колвицкого меланжа и Умбинских гранулитов выделяется на сейсмотомографическом разрезе в виде выступа относительно высокоскоростных пород, к этой зоне приурочено изменение ориентировки отражающих поверхностей с северо-восточного на юго-западное (рис. 4 Б, В; 7). Следует также обратить внимание на то, что рассматриваемый ансамбль отчетливо отражается в виде положительной гравитационной аномалии и прослеживается от Колвицких тундр до Двинской губы Белого моря.

Умбинский и Колвицкий террейны являются основанием ядра Лапландско-Кольского орогена, а палеопротерозойские образования Терского террейна – частью ядра, также как более сложно построенный Стрельнинский террейн *(Балаганский и др., 2006; Daly et al., 2006).* В структуре верхней части земной коры последнего выделяется ряд высокоскоростных выступов (областей), которые, по-видимому, являются крупными палеопротерозойскими мафит-ультамафитовыми интрузиями, аналогичными расслоенным, которые широко развиты в пределах Стрельнинского террейна, а также бортах Имандра-Варзугской структуры *(Пожиленко и др., 2002).* Нижняя часть коры в Кольской провинции выделяется своими высокоскоростными характеристиками, в чем имеет черты сходства с таковой в Беломорском подвижном поясе. Вероятно, такие особенности также связаны с воздействием палеопротерозойских плюмов, хотя определенное влияние могли оказать и палеозойские, маркирующиеся щелочным магматизмом. Следует иметь в виду, что земная кора восточной части Кольской провинции в целом относительно маломощная (рис. 6).

Сосновский террейн, сложенный главным образом архейскими комплексами, надвинут на Стрельнинский, что видно на сейсмическом профиле (рис. 7).

Следует также обратить внимание на то, что наиболее крупный – Кандалакшский палеорифт рифейской рифтовой системы Белого моря развивается на границе Беломорской и Кольской провинций.

Таким образом, результаты сейсмического профилирования восточной части Фенноскандинавского щита хорошо согласуются с представлениями о террейновой природе многих ранее выделяемых структур.

Выводы

Полученные сейсмические данные по профилю Калевала-Кемь-горло Белого моря характеризуют земную кору региона как слоисто-блоковую среду. Изменение скорости в горизонтальном направлении коррелируется с неоднородностями в разрезе коры, определяющими ее блоковое геологическое строение. Латеральная неодородность коры предопределяется тем, что блоки представляют собой террейны, прошедшие эволюцию в различных геодинамических режимах и совмещенные в ходе неоархейских и свекофеннских коллизионных процессов.

При сопоставлении сейсмических разрезов ОГТ и ГСЗ с томографическими данными выявлено, что результаты заметно различаются, однако для геологической интерпретации важны данные всех методов, так как они подчеркивают различные особенности среды.

Список литературы

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. докт. геол.-мин. наук. СПб. 2002. 32 с.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерзойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. №2. С. 16–28.

Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Дж.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE. Под ред. Морозова А.Ф., Павленковой Н.И. М: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006а. С. 158–171.

Балуев А.И. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. №3. С. 23–38.

Балуев А.И., Моралев В.П., Глуховский М.З. и др. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.

Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842–857.

Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука. 1990. 248 с.

Геологическая карта Кольского региона. Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты. 2001

Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Глубинное строение и эволюция земной коры в восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала // Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 194 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления // Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.

Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1: 500000). / *Радченко А.Т., Балаганский В.В., Виноградов А.Н. и др.* СПб: Наука. 1992. 110 с.

Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря. // Бурение и нефть. № 2. 2006. С. 26–28.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части в Балтийского щита в палеопротерозое. Тр. Геологического института РАН. Вып. 572. М.: ГЕОС. 2006. 332 с.

Марков М.С., Авакян К.Х., Баржицкий В.В. и др. Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова (к созданию геодинамической карты Кольского полигона). Апатиты: КФ АН СССР. 1987. 44 с.

Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. и др. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С. 157–190.

Минц М.В., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М. Объёмная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, 4В, FIRE-1 // Модели земной коры и верхней мантии. Материалы Межд. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ. 2007. С. 115–119.

Митрофанов Ф.П., Хильтова В.Я., Вревский А.Б. Эволюция архейской литосферы // Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия. М: Наука. 1986. С. 135–144.

Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: КНЦ РАН. 2002. 359 с.

Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др. Процессы формирования раннедокембрийской коры Северо-Западной Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С. 109–143.

Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М. Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях // Физика Земли. 2003. № 6. С. 5–20.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Феноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 296 с.

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. №6. 2006а. С. 3–32

Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Сорьйонен-Вард П. и др. Неоархейский Карельский кратон // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программам EUROPROBE. Под ред. Морозова А.Ф., Павленковой Н.И. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006б. С. 133–142

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука. 1981. 216 с.

Строение российской части Баренц регион // Кол. авт. под ред. Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы, К. Геллена. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция Беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука. 1978. 168 с.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerta, M. J., Whitehous, M. J. The

Lapland-Kola Orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. // European Lithosphere Dynamics. Eds.: Gee D. G. and Stephenson R. A. Geological Society of London, Memoir 32 . 2006. P. 579–598.

Gaál G., Gorbatschev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1987. Vol. 35. P. 15–52.

Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield). Ed. Mitrofanov F.P. Apatity. 1995. 145 p.

Slabunov A.I., Lobach-Zhuchenko S.B., Bibikova E.V. et al. The Archaean nucleus of the Fennoscandian (Baltic) Shield // European Lithosphere Dynamics. Memoirs, 32. Eds.: Gee D. G. & Stephenson R. A. London: Geological Society. 2006a. P. 627–644.

Seismic tomographic simulation of Earth Crust on the profiles DSS Kalevala-Kem'-White Sea

A.I. Slabunov[1], *N.V.Sharov*[1], *E.V. Isanina*[2], *N.A. Krupnova*[3], *Yu.V. Roslov*[3], *N.I. Schiptsova*[1]

1 – Institute of Geology Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, Russia
2 – Russian geoecological centre (RGEC), UranGeo, St. Petersburg, Russia
3 - SevMorGeo, St. Petersburg, Russia

Abstract

The mail goal of the studies was to develop a seismogeological model of the earth crust structure in the eastern Fennoscandian Shield by integrated analysis of vibroseismic CDP observation, using DSS on land, integrated sea seismic DSS and reflection survey-CDP monitoring. CDP and DSS and seismotomographic sections profiles 4B; the southern portion of geotraverse 3-AR (Kalevala-Kem'-White Sea) have made it possible for the first time to study in detail the earth crust under the White Sea. Tectonic dislocation zones, extending to M-discontinuity, were delineated and traced downwards.The profile Kalevala-Kem'-White Sea extends across the Karelian granite-greenstone domain, the Shombozero structure and the Belomorian and Kandalaksha-Dvina riftogenic zone. Identified in the upper portion of the land segment of the profile is the 70 km long Shombozero structure with a high velocity of 6.1-6.2 km/s, which has a positive velocity gradient. The upper portions of the crustal section of the Belomorian and Karelian megablocks have low velocities of 5.7-5.9 km/s.

Мезозойский базальтоидный магматизм Баренцевоморской континентальной окраины: геодинамические обстановки раннего этапа раскрытия Арктического океана (по результатам исследований на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Шпицберген)

Э.В. Шипилов[1], *Ю.В. Карякин*[2]

1 – Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, Россия
2 – Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация

Получены новые геохронологические и геохимические данные по мезозойским базальтоидным комплексам, усовершенствованы и уточнены палеогеодинамические реконструкции инициального этапа раскрытия Арктического океана, выявлены физико-химические обстановки проявления магматизма, обоснована роль и влияние мезозойско-кайнозойских процессов океанообразования на становление тектонического облика Баренцевоморской континентальной окраины в контексте решения фундаментальных проблем геологического строения и эволюции литосферы Арктики.

1. Введение

Изучение мезозойского магматизма Баренцевоморской континентальной окраины проводилось в рамках выполнения проекта «Исследование геологического строения, особенностей тектоники и ареалов базальтоидного магматизма архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа и прилегающих высокоширотных районов шельфа Баренцево-Карской континентальной окраины с целью реконструкций геодинамических обстановок молодого океанообразования в Арктике» по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 14 направления 2 программы участия РФ в проведении МПГ. Работы проводились авторами в ходе экспедиций на островах архипелагов Земля Франца-Иосифа (Земля Александры, Нортбрук, Гукера, Хейса) и Западный Шпицберген (западная часть Земли Норденшельда) в 2006–2008 годах (рис. 1).

В результате были получены новые геохронологические и геохимические данные по мезозойским базальтоидным комплексам, усовершенствованы и уточнены палеогеодинамические реконструкции инициального этапа раскрытия Арктического океана, выявлены физико-химические обстановки проявления магматизма, обоснована роль и влияние мезозойско-кайнозойских процессов океанообразования на становление тектонического облика Баренцевоморской континентальной окраины в контексте решения фундаментальных проблем геологического строения и эволюции литосферы Арктики.

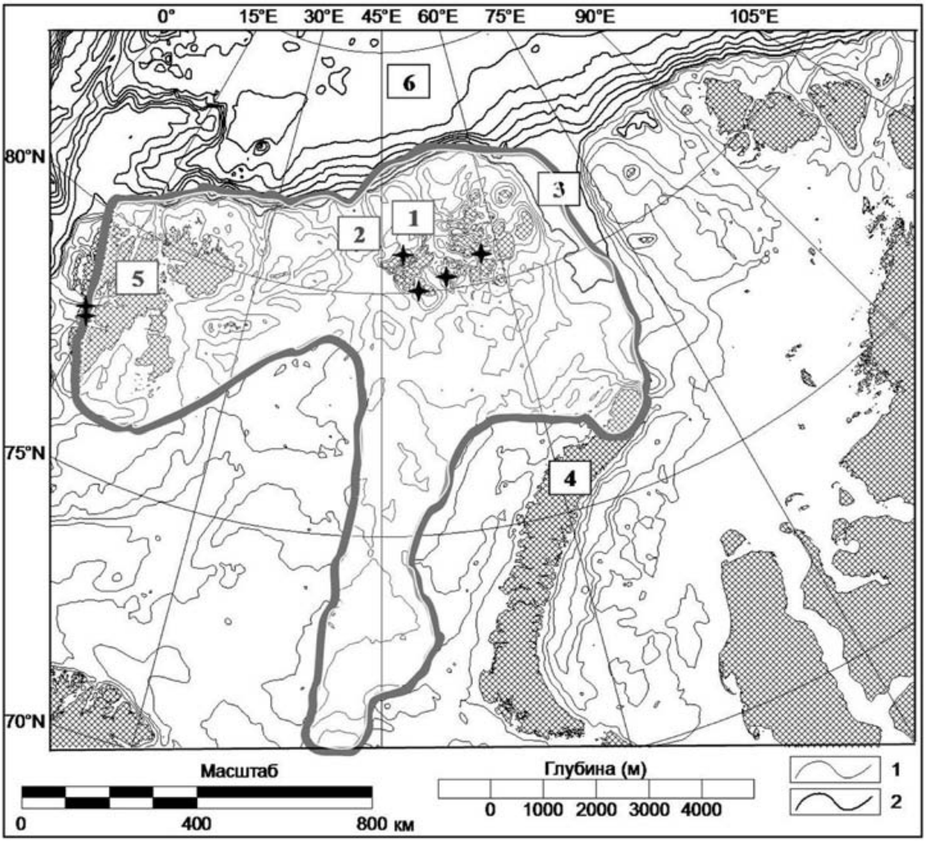


Рис. 1. Обзорная батиметрическая схема Баренцевоморской континентальной окраины и ареал (серая толстая линия) распространения юрско-мелового базальтоидного магматизма по комплексу геолого-геофизических данных. Звездочки – районы исследований на арх. Земля Франца-Иосифа и Шпицберген. Цифры в прямоугольниках: 1 – архипелаг Земля Франца-Иосифа, 2 – желоб Франц-Виктория , 3 – желоб Св. Анны, 4 – архипелаг Новая Земля, 5 – архипелаг Шпицберген, 6 – котловина Нансена Евразийского бассейна. 1 – изобаты через 100м (до 500 м); 2 – изобаты через 500м.

2. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа

В геологическом строении архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) участвуют два главных мезозойских структурных яруса *(Дибнер, 1970)*, различающиеся по составу осадочных и магматических пород. Первый из них, раннемезозойский, представлен мощными прибрежно-морскими и континентальными отложениями среднего и верхнего триаса и резко варьирующими по мощности терригенными отложениями юры. Суммарная мощность отложений этого яруса (по разрезам параметрических скважин на островах Хейса и Греэм Белл) превышает 3000 м. Раннемезозойские магматические породы по опубликованным данным радиологического датирования распространены на островах юго-западной части архипелага: Земле Александры, Земле Георга, Брюса, Гукера, Алджера *(Столбов, 2002; Dibner, 1998)*. Есть данные о наличии вулканитов этого возраста на островах Земля Вильчека, Солсбери, Джексона и Хофмана. В строении второго, позднемезозойского яруса, участвуют в основном раннемеловые вулканиты разнофациальной принадлежности и ассоциирующие с ними, незначительные по стратиграфическому объему терригенные осадочные породы континентального генезиса. Общая мощность яруса по некоторым оценкам достигает 600 м. Ярусы разделены стратиграфическим и менее отчетливым структурным несогласиями, трассирующимися по подошве осадочно-вулканогенных отложений неокома *(Дибнер, 1970)*.

Представление об архипелаге ЗФИ как о единой позднемезозойской трапповой провинции после исследований В.Д. Дибнера в конце пятидесятых – начале семидесятых годов прошлого века прочно укоренилось в литературе. Однако по результатам наших исследований пяти островов (Земля Александры, Нортбрук, Гукера, Скотт-Келти и Хейса), мезозойские магматические образования архипелага подразделяются на два комплекса: раннемезозойский (юрский) и позднемезозойский (раннемеловой), отличные по вещественному составу вулканитов.

Раннемезозойский магматический комплекс представлен толеитовыми базальтами и долеритами островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти. Наиболее полные разрезы этого комплекса находятся на о-ве Земля Александры. В береговых обнажениях залива Дежнева (бухты Северная и Островная) на мысах Добкина, Вышка, Бабушкина, Двойной и Мелехова вулканиты этого комплекса слагают серию субгоризонтально залегающих покровов, общей мощностью 25–35 м. Нижний из них сложен черными плагиоклазовыми миндалекаменными базальтами со столбчатой отдельностью. Видимая мощность этого покрова 7–15 м. Выше располагается покров базальтов, часто миндалекаменных, и долеритов (17–20 м) с глыбовой отдельностью. Определение абсолютного возраста ^{40}Ar/^{39}Ar методом ступенчатого прогрева по плагиоклазу (рис. 2) из этого покрова (N 80°46.503'; E 47°42.197') дало значение возраста плато 156.5±7.5. млн. лет *(Карякин, Шипилов, 2008)*. Перекрываются эти покровы покровом мелкозернистых долеритов с гигантостолбчатой отдельностью предположительно раннемелового возраста мощностью 15–20 м. Этот покров является маркирующим для раннемезозойских вулканических пород острова. Как правило, им сформированы самые высокие точки рельефа. Однако в ряде мест покров обнажается на уровне моря, тем самым подчеркивая грабено-горстовую структуру острова, с максимальной амплитудой вертикального перемещения по разломам северо-западного простирания 45–50 м. В обнажении с координатами N 80°44,832', E 47°34,503' покров подстилается толщей агломератовых туфобрекчий (мощность 4–6 м), в составе обломков которой преобладают миндалекаменные базальты. Толща, по-видимому, отделяет раннемезозойскую часть вулканогенного разреза острова от позднемезозойской.

Породы раннемезозойского магматического комплекса занимают практически всю центральную, свободную от ледников, часть о-ва Земля Александры, занимая площадь не менее 200 км^2. На западе и юго-западе они скрыты под куполом ледника Лунный, обнажаясь вновь в районах мысов Мэри-Хармсуорт и Лудлова *(Пискарев и др., 2009)*, а на северо-востоке граничат по разлому (сбросу) с вулканическими образованиями позднемезозойского магматического комплекса. Разлом, названный нами «Нагурским», хорошо дешифрируется на космическом снимке острова и проявлен на поверхности зоной трещиноватости, шириной около 200 м. Он протягивается от бухты Отмелая в юго-восточном направлении через пограничную заставу «Нагурское» на расстояние не менее 20 км, скрываясь под ледником Кропоткина на полуострове Полярных летчиков. Важно подчеркнуть, что данных о присутствии вулканитов юрского возраста в разрезе параметрической скважины Нагурская-1 нет, за исключением четырех силлов в интервале глубин 1300-3200 м., имеющих возраст 151±11, 192±13, 170±12 и 203±14 млн лет (K-Ar метод, вал) *(Тараховский и др., 1982)*. Раннемеловые базальты залегают в скважине на среднетриасовых осадочных породах *(Dibner, 1998)*.

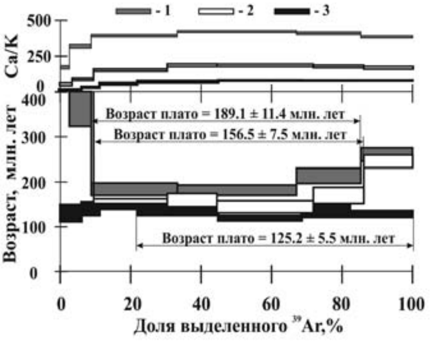


Рис. 2. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастные и Ca/K спектры для плагиоклазов. 1 – плагиоклаз из базальта о-ва Гукера; 2 – плагиоклаз из базальта о-ва Земля Александры; 3 – плагиоклаз из долерита дайки «Гряда Аметистовая» о-ва Хейса

По составу вулканиты раннемезозойского комплекса варьируют от гиперстен- до оливин-нормативных, с некоторым преобладанием последних. Для них характерны умеренные содержания TiO_2 (1.51-2.25 вес.%), а также устойчиво низкие концентрации Y (26-37 г/т), Zr (98-156 г/т) и Nb (5.5-10 г/т). Отношения Zr/Y и Y/Nb меняются в пределах 3.62-4.51 и 3.41-4.73, соответственно. Аналогичными характеристиками обладают базальтовые покровы о-вов Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти. По плагиоклазам (рис. 2) из базальтов о-ва Гукера (N 80°20,402'; E 52°46,429') получено значение $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста плато 189.1 ± 11.4 млн лет *(Карякин, Шипилов, 2008)*.

Позднемезозойский магматический комплекс представлен в нашей коллекции покровами и штоками базальтов о-ва Земля Александры, а также дайками и силлами толеитовых долеритов о-ва Хейса *(Карякин и др., 2008)*. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст плато по плагиоклазу дайки «Гряда Аметистовая» (рис. 2) *(Карякин, Шипилов, 2008)* определен как баррем-аптский (125.2±5.5 млн. лет), что согласуется с опубликованным ранее возрастами дайки «Сквозная» и одного из силлов острова *(Столбов, 2002)*. На о-ве Земля Александры позднемезозойские вулканиты наиболее распространены в северо-восточной его части. В районе мыса Нагурского, они формируют на земной поверхности серию из двух-четырех маломощных (1.5–2 м) покровов базальтов с хорошо выраженной мелкостолбчатой отдельностью и прослежены бурением до глубины 283 м. *(Dibner, 1998)*. Кроме базальтов на побережье бухты Зверобоев нами обнаружены коренные выходы серых туфов, содержащих мелкие обломки базальтов (N 80°49.040'; E 47°50.849') и фрагмент отпрепарированного ледниками палеовулканического аппарата (N 80°48.188'; E 48°03.853'), центр которого выполнен вулканическим песком и шлаками, периферия – вулканическими бомбами. Юго-западной границей распространения этого мощно-

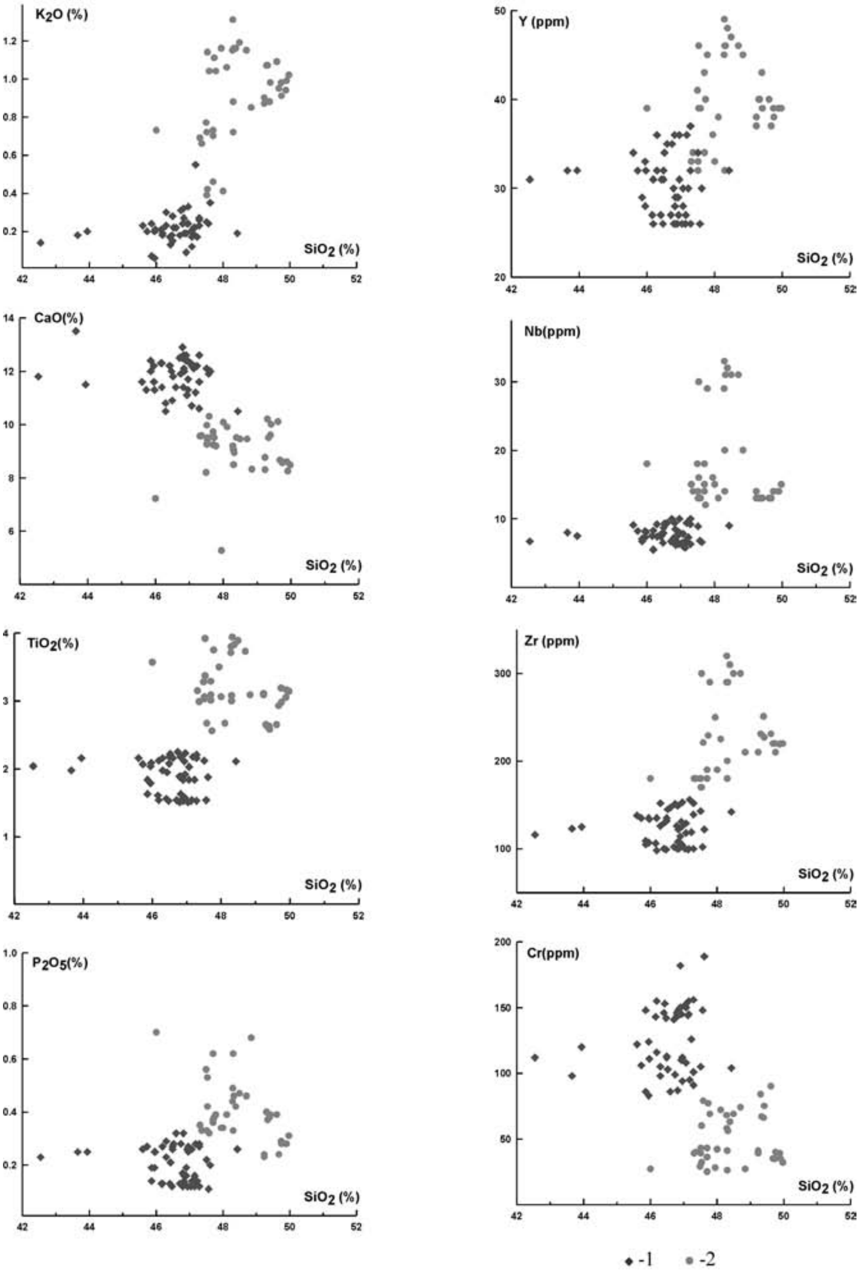


Рис. 3. Диаграммы Харкера для базальтов раннемезозойского (1) и позднемезозойского (2) магматических комплексов ЗФИ.

го разреза позднемезозойских вулканитов острова служит, как было сказано выше, Нагурский разлом.

В отличие от раннемезозойских, в позднемезозойских вулканитах концентрации TiO_2 достигают величин 2.56-3.94 вес.%, P_2O_5 – 0.23 - 0.70 вес.%, Y – 32-49 г/т, Zr – 170-320 г/т, Nb – 12-33 г/т. Отношение Zr/Y меняется в них от 4.35 до 6.94 (среднее 5.66), а Y/Nb – от 1.48 до 3.33 (среднее 2.40).

Различия вещественного состава пород, слагающих ранне- и позднемезозойский магматический комплексы отчетливо видны на диаграммах Харкера, построенных для наиболее информативных породообразующих оксидов и редких элементов (рис. 3). Также отчетливо комплексы различаются по содержанию редкоземельных элементов (рис. 4), особенно по концентрациям легких REE. В долеритах даек «Гряда Аметистовая» и «Сквозная» (о. Хейса) проявлена незначительная отрицательная европиевая аномалия, которая пока не выявлена в породах раннемезозойского комплекса.

Расчетное моделирование физико-химических параметров магматических систем, проведенное на основе данных по составам расплавных включений в плагиоклазах и пироксенах раннемезозойского магматического комплекса, показало, что эти параметры сходны для базальтов разных островов архипелага ЗФИ. Для базальтов о-ва Земля Александры вычисленная глубина генерации первичных расплавов составляет 75–100 км, а температура магмогенерации 1450–1550°С *(Симонов и др., 2008)*. С этими данными практически совпадают соответствующие значения (65–95 км и 1410–1520°С) для базальтов о-ва Гукера *(Симонов и др., 2009)*. Существенно иные величины глубины и температуры генерации магм (110 км и 1600°С, соответственно) получены для базальтов позднемезозойского магматического комплекса *(Симонов и др., 2008)*.

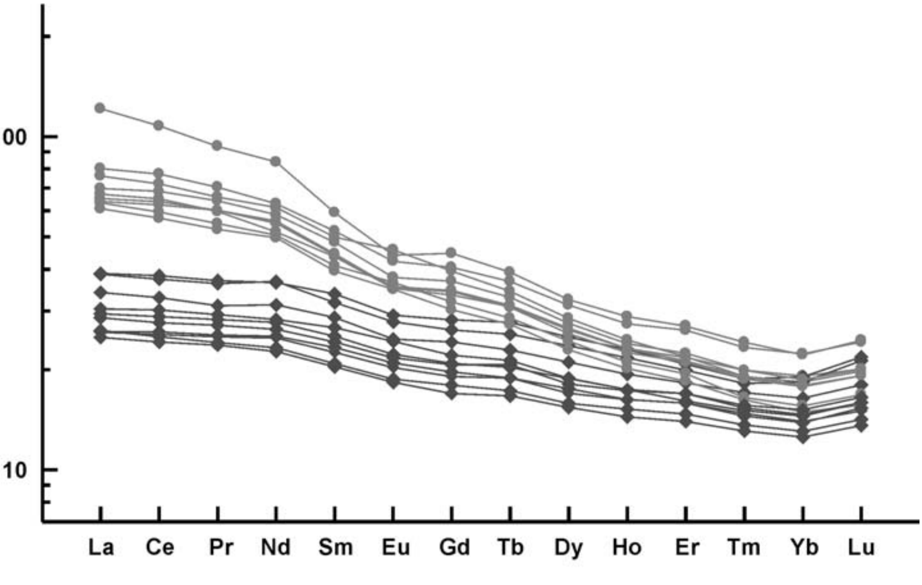


Рис. 4. Спектры редкоземельных элементов базальтов мезозойских магматических комплексов ЗФИ на хондрит-нормализованной (по Sun, McDonough, 1989) диаграмме. Условные обозначения см. на рис. 3.

Такое различие в возрасте, химизме вулканитов на уровне содержаний главных породообразующих оксидов, редких и редкоземельных элементов, составе расплавных включений в минералах, глубине и температуре магмогенерации, определенно говорит о том, что в пределах архипелага ЗФИ развиты два совершенно разные раннемезозойский и позднемезозойский магматические комплексы. Сравнение с магматическими комплексами известных геодинамических обстановок показывает, что по всем вещественным признакам вулканиты раннемезозойского магматического комплекса соответствуют типичным платобазальтам Сибирской платформы *(Симонов и др., 2005)*, а позднемезозойского – сходны с плюмовыми вулканитами горячих точек внутриокеанических островов. По тем же признакам континентальные толеитовые базальты архипелага ЗФИ отличаются от базальтов континентальных рифтовых областей, в частности от эталонной Байкало-Монгольской рифтовой системы, где преобладают субщелочные базальты.

Отмеченные черты мезозойского магматизма архипелага ЗФИ являются отражением специфической геодинамической позиции Баренцевоморской пассивной континентальной окраины в юрско-меловое время, которая обусловлена положением ее в области взаимодействия окраинно-континентальных и формирующихся океанических структур *(Шипилов, 2004; 2008; Шипилов, Карякин, 2009)*.

3. Базальтоидный магматизм Западного Шпицбергена

Здесь приводятся результаты исследования химического состава базальтоидов Западного Шпицбергена в контексте их сопоставления с изученными магматическими породами архипелага Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) с целью выяснения особенностей их геохимической специализации, границ распространения ареала юрско-мелового магматизма Баренцевоморской окраины и его геодинамической природы.

Рассматриваемые комплексы базальтовых образований западной части Земли Норденшельда (западное побережье залива Грёнфьорд, рис. 5) располагаются на западной периферии Шпицбергена. Они протягиваются с юга на север в виде двух полос эскарповых обнажений, иногда перекрытых четвертичными отложениями и ледниками, с общим азимутом простирания около 335°–340° совпадающим с основным простиранием преимущественно терригенных вмещающих пород верхнего палеозоя-триаса. Пластовые тела базальтовых силлов залегают субсогласно с ними, падая на восток под углами 30°–40°, а их видимая мощность изменяется от 7–8 до 10–15м. Западный силл, локализованный восточнее оз. Линне, тяготеет по своему положению в разрезе к границе карбона/перми, а Восточный – к нижнему-среднему триасу или к его границе с пермью.

В тектоническом плане вмещающие породы вместе с силлами слагают Центрально-Шпицбергенский бассейн (грабен) и обнажаются на его западном борту, ограниченном разломами. По сейсмическим данным положение пластовых тел базальтов просматривается, практически, на тех же уровнях в разрезе Южно-Баренцевского бассейна и, кроме того, подтверждено скважиной Лудловская, прошедшей группу верхних интрузий базальтовых пород в среднем триасе. Возраст силлов, пробуренных этой скважиной, по K-Ar

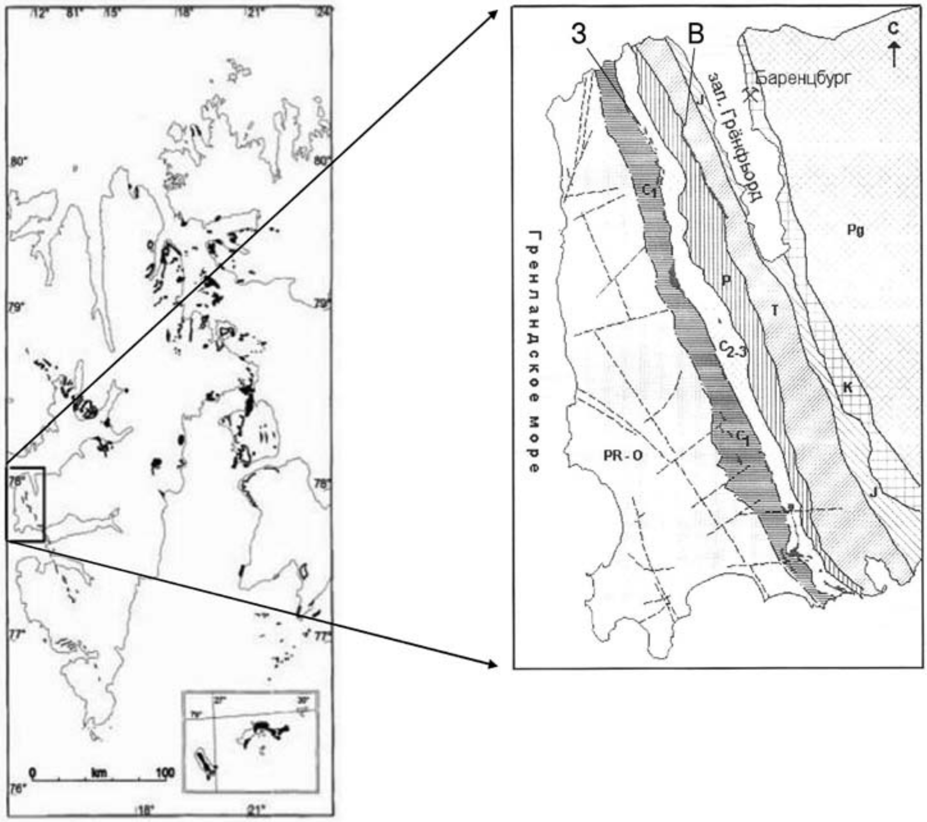


Рис. 5. Геологические схемы Шпицбергена (слева) (Harland, 1997) и западной части Земли Норденшельда (справа). Левый рис.: темные пятна – распределение базальтоидных комплексов; выделенный черной рамкой прямоугольник – район исследований (западная часть Земли Норденшельда). На врезке – острова Земля Короля Карла. Правый рис.: геологические комплексы западной части Земли Норденшельда. З – западный силл (восточный берег оз. Линне), В – восточный силл.

методу составляет 131–139 млн. лет (верхний силл) и 159 млн. лет (нижний силл) *(Комарницкий, Шипилов, 1991)*.

Одни из первых опубликованных определений радиологических возрастных датировок долеритовых силлов, обнажающихся на правобережье Ис-фьорда (прилегающему к исследуемому нами району с северо-востока), представлены значениями 110±10, 125±12, 135±15, 149±17 млн. лет *(Gayer et al., 1966)*. Это указывает на юрский и, преимущественно, раннемеловой интервалы внедрения интрузий. Пластовые тела базальтовых силлов вскрыты при бурении в этом районе скважин Грумантская-1, Вассдаленская-2 и 3 в разрезах терригенного триаса.

Помимо отмеченного, на Свальбарде диабазовые силлы и дайки широко развиты и в восточной части острова Западный Шпицберген, а также на островах Северо-Восточная Земля, Баренца, Эдж и др. По имеющимся данным радиологического датирования, показывающим большой разброс значений, возраст вулканитов в целом оценивается как раннемеловой. Выделяются два пика магматической активности 144±5 и 105±5 млн. лет *(Буров и др., 1976; Worsley et al., 1986)*. Более определенно возраст вулканитов устанавливается по стратиграфическому положению их на островах архипелага Земля Короля Карла, где базальты формируют несколько лавовых покровов, перемежающихся с барремскими песчаниками континентального генезиса *(Smith et al., 1976)*, представленными дельтовыми последовательностями (sequences of Kvalvagen) *(Worsley et al., 1986)*.

В региональном тектоническом плане распределение проявлений базальтоидов Шпицбергена, также как и Земли Франца-Иосифа, контролируется системой разломов северо-западного и северо-восточного простираний сбросового и сдвиго-сбросового типов. Наличие основных из этих разломов достаточно определенно просматривается в рельефе дна и аномальном магнитном поле. К ним относится Хинлопенская зона разломов северо-западного простирания, своего рода окраинно-континентальная «трансформа», и другие субпараллельные ей нарушения, вдающиеся в Свальбардский архипелаг, вдоль которых концентрируются выходы юрско-мелового базальтоидного магматизма. Одним из таких районов является северное побережье Ис-фиорда, где нами еще в 1995 г. был взят образец мезозойских базальтов, бронирующих триасовые отложения *(Шипилов, 2004)*. Лабораторные исследования показали, что это долеритовая порода, слабо измененная, с диабазовой структурой. В состав входят плагиоклаз, клинопироксен, титаномагнетит (5-10%), биотит, апатит. Порода не несет признаков регионального метаморфизма. Отмечается слабая пелитизация плагиоклаза и серицизация. В сравнении с палеозойскими дайками Кольского полуострова (300–350 млн. лет), имеющими обычную плотность 2,90-2,97 г/см^3, данный образец является более плотным – 3,02 г/см^3, сопоставим по магнитной восприимчивости (15-20×10^3 СИ), но имеет более высокую остаточную намагниченность (1,05 А/м), что косвенно свидетельствует о его более молодом возрасте. Вместе с тем для породы характерны и более высокие скорости распространения упругих волн: продольных от 4,90 до 6,63 км/с и поперечных от 2,79 до 2,97 км/с. Судя по отношению скоростей, формирование этих базальтовых образований происходило в условиях преобладания горизонтальных тектонических движений.

Так как данные по вещественному составу юрско-раннемеловых магматических пород Свальбарда весьма не многочисленны и слабо освещены в публикациях, то сравнительная характеристика химизма юрских и меловых базальтоидов архипелагов Шпицбергена и ЗФИ представляет вполне определенный интерес.

По результатам наших исследований в строении геологического разреза архипелага ЗФИ участвуют раннемезозойский и позднемезозойский магматические комплексы, резко различающиеся не только по химизму вулканитов, но и составу расплавных включений в минералах, глубине и температуре магмогенерации *(Карякин и др., 2009)*. Начало формирования базальтов раннемезозойского магматического комплекса определяется ^{40}Ar/^{39}Ar – возрастами базальтовых покровов островов Гукера (189.1±11.4 млн лет) и Земля Александры (191±3 млн лет) и ограничивается, видимо, наступлением среднеюрской (ааленской) морской трансгрессии, охватившей практически всю территорию архипелага. Формирование позднемезозойского магматического комплекса началось после регрессии моря в берриасе и охватывает скорее всего баррем-аптский интервал времени. Именно в это время произошло массовое внедрение силлов диабазов с K/Ar возрастами 116±5 млн лет *(Grachev et al., 2001)* в разрезы верхнепалеозойско-нижнемезозойских осадочных пород острова Земля Александры (скважина Нагурская), острова Хейса (скважина о-ва Хейса) и острова Греэм-Белл (скважина Северная). В этот же интервал времени на острове Хейса были внедрены дайки с $^{40}Ar/^{39}Ar$ – возрастами 124±1 млн лет *(Столбов, 2002)* и 125.2±5.5 млн лет *(Карякин, Шипилов, 2008)*.

Следует подчеркнуть, что возраст базальтов и диабазов даек и силлов позднемезозойского магматического комплекса архипелага ЗФИ (баррем-апт) практически совпадает со временем формирования базальтовых покровов островов Земли Короля Карла (баррем) архипелага Шпицберген.

В табл. 1 приведен химический и нормативный минеральный состав образцов пород диабазовых силлов западной части Земли Норденшельда (о. Зап. Шпицберген), отобранных во время полевых работ 2008 г. Обращает на себя внимание отсутствие значимых различий составов диабазов обоих силлов как по главным петрогенным оксидам, так и по редким элементам, за исключением оксида калия, содержание которого в диабазах Западного силла (оз. Линне) несколько выше. Силлы также однородны и по нормативному минеральному составу. Слагающие их диабазы относятся к пересыщенным кремнеземом кварц-гиперстеновым толеитам, что отличает их от юрских вулканитов архипелага ЗФИ, среди которых значительная часть представлена насыщенными кремнеземом оливин-гиперстеновыми разностями, и сближает с раннемеловыми базальтами и диабазами даек и силлов острова Хейса того же архипелага *(Карякин и др., 2009)*. Последние, как и силлы о-ва Зап. Шпицберген, являются исключительно нормативно кварц-гиперстеновыми.

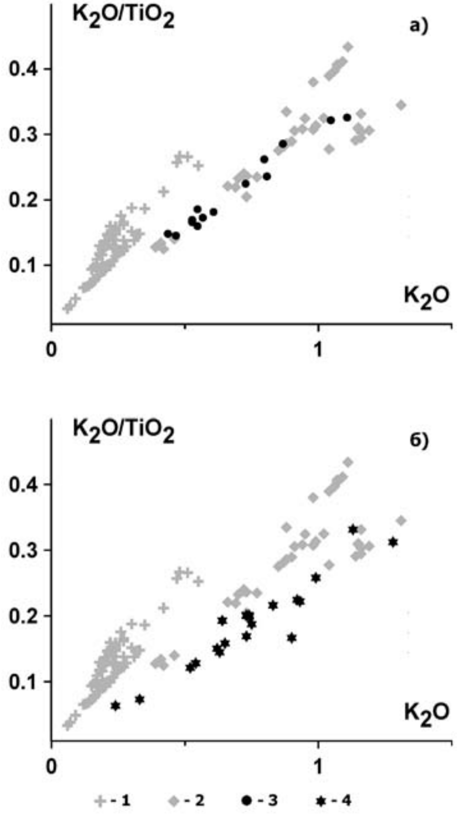


Рис. 6. Диаграммы K2O – K_2O/TiO_2 для юрских и раннемеловых базальтов Земли Франца-Иосифа и Шпицбергена. 1 – юрские базальты ЗФИ, 2 – раннемеловые базальты и долериты ЗФИ, 3 – долериты изученных силлов западной части Земли Норденшельда арх. Шпицберген, 4 – долериты Земли Диксона, Тундры Богемана и западного побережья Эксман-фьорда, арх. Шпицберген.

В табл. 2 показаны некоторые статистические характеристики составов силлов западной части Земли Норденшельда (о. Зап. Шпицберген) и основных вулканитов ЗФИ. Из ее анализа следует, что, как по средним содержаниям наиболее информативных оксидов и редких элементов, так и по интервалам их концентраций, диабазы силлов Шпицбергена прямо сопоставимы с базальтами и диабазами раннемеловых даек острова Хейса и отличаются от юрских вулканитов ЗФИ.

На диаграмме K_2O – K_2O/TiO_2 юрские и раннемеловые вулканиты ЗФИ формируют два обособленных тренда (рис. 6, верхний). Все фигуративные точки составов раннемеловых диабазов Шпицбергена на этой диаграмме располагаются в поле раннемеловых базальтов ЗФИ, а тренды практически совпадают. Такое же совпадение составов и трендов дифференциации показывают и силлы других районов Шпицбергена. На рис. 6 (нижний) нанесены данные по силловым телам Земли Диксона, Тундры Богемана и западного побережья Эксман-фьорда *(Столбов, Сироткин, 2004)*. Долериты этих силлов по нормативному минеральному составу также относятся к пересыщенным кремнеземом кварц-гиперстеновым толеитам и также формируют на диаграмме тренд, близкий тренду раннемеловых базальтов ЗФИ и отличный от тренда юрских вулканитов.

Приведенные характеристики свидетельствуют о сходстве физико-химических параметров магматических систем раннемелового магматизма Шпицбергена и ЗФИ. Таким образом, магматические породы западной части Земли Норденшельда, как представляется, являются крайней западной периферией обширного Баренцевоморского магматического ареала, включающего Шпицберген, ЗФИ и охватывающего, помимо рассмотренных архипелагов, и большую часть шельфа Баренцевоморской континентальной окраины (рис. 1) *(Шипилов, Карякин, 2008; Шипилов, Карякин, Матишов, 2009)*.

4. Заключение. Геодинамические обстановки проявления юрско-мелового базальтоидного магматизма и инициальный этап раскрытия Арктического океана

Результаты изучения базальтоидного магматизма и геологического строения континентальных окраин, интерпретационного анализа комплекса морских геолого-геофизических данных позволили оконтурить и реконструировать ареал проявления плюмового юрско-мелового базальтоидного магматизма Баренцевоморского региона и Арктики в целом (рис. 7). Все изложенное выше дало возможность обосновать выделение соответствующего тектономагматического этапа, обусловленного проявлением плюмового события и приведшего к раскрытию Канадского океанического бассейна. По своему масштабу этот плюм, названный авторами Баренцевско-Амеразийским *(Шипилов, Карякин, 2009; Шипилов, Карякин, Матишов, 2009)* не уступает ни Сибирскому (триасовому), ни прото-Исландскому (кайнозойскому).

Изучение материалов показало, что Баренцевский ареал базальтоидного магматизма имел гораздо большее распространение, чем представлялось ранее, и является лишь частью «большой магматической провинции», сформированной накануне раскрытия Канадского бассейна. В это время к северу от Баренцево-Карской палеоокраины еще существовал протяженный Южно-Анюйский (Протоарктический) океанический бассейн. *(Sokolov et al., 2002)*. Он распо-

Табл.1. Химический и нормативный минеральный состав долеритов запада Земли Норденшельда

	Восточный силл									**Западный силл (озеро Линне)**				
	S-1	**S-2**	**S-3**	**S-4**	**S-5**	**S-6**	**S-7**	**S-8**	**S-14**	**S-9**	**S-10**	**S-11**	**S-12**	**S-13**
SiO_2	48.00	47.00	47.30	48.00	47.14	48.00	47.60	48.00	47.50	48.30	48.60	48.20	48.50	48.00
TiO_2	3.00	3.22	3.27	2.99	3.39	3.47	3.27	3.16	3.33	3.46	3.07	3.28	3.06	3.42
Al_2O_3	15.00	14.50	14.00	14.27	14.44	14.50	15.50	13.50	14.20	14.02	14.50	14.00	15.00	14.00
Fe_2O_3	4.92	5.91	5.87	5.09	4.02	6.73	5.14	6.28	5.36	4.42	4.61	4.50	4.80	5.38
FeO	9.37	8.96	9.29	8.23	9.51	7.74	8.57	8.90	9.63	10.39	9.37	10.42	10.13	9.42
MnO	0.20	0.20	0.20	0.19	0.21	0.23	0.19	0.21	0.23	0.19	0.19	0.20	0.18	0.20
MgO	5.19	5.00	510	5.50	5.60	4.37	4.46	5.20	4.90	4.23	4.52	4.38	4.55	4.41
CaO	8.81	9.10	8.78	9.33	8.28	8.26	8.77	8.88	8.92	8.71	9.20	8.72	8.56	8.30
K_2O	0.44	0.53	0.73	0.55	0.61	0.55	0.47	0.53	0.57	0.81	0.80	1.05	0.87	1.11
Na_2O	2.58	2.37	2.44	2.57	2.49	2.36	2.39	2.34	2.33	2..67	2.47	2.45	2.48	2.64
P_2O_5	0.41	0.40	0.40	0.40	0.42	0.39	0.41	0.43	0.39	0.45	0.43	0.41	0.43	0.39
LOI	1.70	2.00	1.90	2.00	2.10	1.80	2.30	1.80	1.80	1.60	1.50	1.40	0.90	2.00
$\sum$	99.62	99.19	99.28	99.12	99.21	99.41	99.07	99.23	99.16	99.25	99.26	99.11	99.46	99.27
V	362	379	364	353	357	356	360	370	366	356	337	346	339	372
Cr	61	61	64	61	54	53	54	66	54	66	104	79	78	78
Ni	93	92	108	78	66	67	59	108	98	84	86	95	95	86
Co	41	42	42	38	37	37	35	44	40	38	38	37	40	41
Rb	12	13	16	13	15	14	13	13	14	18	18	22	20	24
Sr	284	266	272	306	289	276	286	257	262	276	304	290	299	295
Y	34	33	34	34	36	35	35	34	35	38	36	37	37	38
Zr	197	195	197	197	211	210	212	197	206	219	203	207	204	210
Nb	10	11	10	10	11	11	12	10	11	12	11	11	11	12
Ba	96	106	91	126	110	99	103	90	153	103	92	110	101	107
Q	4.71	5.57	5.13	4.82	2.80	8.80	6.93	7.42	5.93	4.87	5.54	4.65	4.95	4.99
Or	2.61	3.14	4.32	3.26	3.61	3.26	2.78	3.14	3.37	4.79	4.74	6.21	5.15	6.57
Ab	21.83	20.05	20.64	21.74	21.07	19.97	20.22	19.80	19.71	22.59	20.90	20.73	20.98	22.34
An	28.07	27.38	25.11	25.79	26.44	27.36	30.20	24.78	26.62	23.89	26.13	24.12	27.24	23.09
Di	10.69	12.40	12.98	14.57	13.86	12.93	8.76	13.42	12.44	13.64	13.82	13.72	10.34	12.82
Hy	16.29	13.09	13.60	13.00	16.14	8.07	13.31	12.81	14.34	13.88	13.17	14.52	16.17	12.31
Mt	7.13	8.57	8.50	7.38	5.83	9.76	7.45	9.10	7.77	6.41	6.68	6.52	6.96	7.80
Il	5.70	6.11	6.21	5.68	6.44	6.59	6.21	6.00	6.32	6.57	5.83	6.23	5.81	6.49
Ap	0.97	0.95	0.95	0.95	1.00	0.92	0.97	1.02	0.93	1.07	1.02	0.97	1.02	0.93

Примечание. Концентрации главных породообразующих оксидов приведены в вес.%, редких элементов – в г/т.

Табл. 2. Статистические характеристики долеритов Земли Норденшельда (о. Зап. Шпицберген) и базальтов арх. Земля Франца-Иосифа

	1 (14)	**2 (77)**	**3 (8)**	**4 (9)**	**5 (8)**	**6 (6)**	**7 (8)**	**8 (4)**	**9 (4)**
TiO_2 (вес%)	**3.24** 2.99-3.47	**1.82** 1.38-2.25	**2.63** 2.55-2.67	**3.13** 2.93-3.50	**3.82** 3.71-3.94	**3.28** 3.08-3.57	**3.05** 3.00-3.15	**2.30** 2.27-2.32	**2.34** 2.13-2.55
K_2O (вес%)	**0.69** 0.44-1.11	**0.23** 0.06-0.55	**1.04** 0.87-1.11	**0.97** 0.87-1.16	**1.16** 1.03-1.31	**0.68** 0.42-0.88	**0.62** 0.39-0.73	**0.71** 0,67-0.74	**0.76** 0.68-0.87
P_2O_5 (вес%)	**0.41** 0.39-0.45	**0.21** 0.11-0.32	**0.38** 0.32-0.40	**0.28** 0.23-0.34	**0.44** 0.39-049	**0.62** 0.53-0.70	**0.34** 0.33-0.37	**0.17** 0.16-0.18	**0.17** 0.15-0.20
FeO*/MgO	**2.92** 2.32-3-40	**2.23** 1,66-3.47	**2.54** 2.12-3.09	**3.10** 2.51-3.84	**3.02** 2.88-3.27	**2.88** 2.74-3.09	**2.55** 2.44-2.71	**2.77** 2.63-2.87	**3.01** 2.48-3.49
Y (г/т)	**35.43** 33-38	**29.16** 24-37	**39.87** 38-43	**38.00** 36-39	**46.50** 45-49	**42.17** 39-46	**33.12** 32-34	**37.00** 35-38	**38.00** 35-42
Zr (г/т)	**204.64** 195-219	**120.38** 98-156	**230** 221-251	**220** 210-250	**300** 290-320	**188.33** 170-210	**181.25** 170-190	**167.5** 160-170	**177.5** 150-210
Nb (г/т)	**10.93** 10-12	**7.77** 5.5-10	**12.87** 12-13	**14.11** 13-16	**30.75** 29-73	**18.33** 16-20	**14.25** 13-15	**8.00** 8.00-8.00	**9.50** 7-13
Cr (г/т)	**66.64** 53-104	**119.01** 75-189	**76.25** 66-90	**36** 28-41	**64.62** 56-74	**27.67** 25-32	**40.38** 36-43	**12** 11-13	**10.75** 8-14
Ni (г/т)	**86.78** 59-108	**88.81** 62-124	**67** 57-77	**41.44** 38-48	**52.87** 49-57	**22.50** 19-26	**43.62** 38-47	**36.5** 35-38	**30.25** 16-41
Zr/Y	**5.78** 5.51-6.06	**4.12** 3.62-4.59	**5.78** 5.66-5.92	**5.79** 5.52-6.94	**6.45** 6.30-6.53	**4.47** 4.35-4.67	**5.47** 5.29-5.76	**4.53** 4.21-4.86	**4.65** 4.29-5.00
Y/Nb	**3.24** 2.91-3.40	**3.79** 3.04-4.73	**3.10** 2.92-3.33	**2.70** 2.25-2.85	**1.51** 1.48-1.55	**2.30** 2.17-2.44	**2.33** 2.20-2.46	**4.62** 4.38-4.75	**4.15** 3.23-5.14

Примечание. Столбцы таблицы: 1 – долериты силлов западной части Земли Норденшельда; 2-9 – базальты архипелага Земля Франца-Иосифа: 2 – юрские базальты о-ва Земля Александры. 3-9 – раннемеловые базальты и долериты о-ва Хейса: 3 – дайка "Гряда Аметистовая", 4 – дайка "Сквозная", 5 – дайка "Кривая", 6 – дайка "Разбитая", 7 – дайка "Останцовая", 8 – нижний силл, 9 – верхний силл. В скобках – количество анализов.

В числителе дробей – средние значения, в знаменателе – интервалы концентраций.

лагался между окраинами Сибири и Северной Америки, в состав которой в это время входили блоки Новосибирско-Чукотского региона и Арктической Аляски. Апикальной частью этого океанического бассейна на палеоокраине являлся Восточно-Баренцевский мегапрогиб *(Шипилов, 2004)*.

Как разворачивались геодинамические события в юрско-меловое время на инициальном этапе становления океана? Какими тектоническими преобразованиями континентальных окраин сопровождались формирование наиболее обширного океанического бассейна Арктики – Канадского?

Разломная зона, по которой произошел откол композиции блоков Новосибирско-Чукотского и Арктической Аляски от Северной Америки и в дальнейшем трансформированной в осевой спрединговый центр, располагалась субпараллельно условному осевому центру Южно-Анюйского океана (рис. 7). Раскрытие Канадского бассейна носило полицикличный характер и сопровождалось широким проявлением ареала юрско-мелового базальтоидного магматизма на континентальных окраинах. В этой связи в эволюции становления бассейна можно выделить несколько фаз, основываясь на полевых наблюдениях (2006–2008 гг.) и лабораторных определениях возраста и состава магматических комплексов архипелагов Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), Шпицберген (*Карякин, Шипилов, 2008; Симонов и др., 2008,* и опубликованных данных по магматизму Арктики *(Шипилов, 2004; Шипилов, Матишов, Хасанкаев, 2003)*.

Первая фаза обусловлена началом действия всплывающего плюма повлекшим первоначальный раскол литосферы, внедрение и излияние первых порций базальтоидного магматизма и процессы континентального рифтинга в Арктике («неудачная» попытка раскрытия Канадского бассейна). По нашим определениям *(Карякин, Шипилов, 2008)* наиболее древние датировки возраста платобазальтов в пределах ЗФИ обнаруживаются на островах Гукера (189.1±11.4 млн лет) и Земля Александры (191±3 млн лет). Видимо именно это событие было причиной развития линейной зоны Северно-Чукотского бассейна с накоплением юрско-меловых отложений значительной мощности.

Реконструкции показывают, что зона раскола упиралась в Баренцевскую палеоокраину с еще входящими в ее состав блоками будущих хребтов Альфа и Ломоносова *(Шипилов, 2004; 2008; Lawver et al., 2002)*. В этой связи следует заметить, что геофизические данные указывают на присутствие магматических тел в хребтах Ломоносова и Альфа.

Вторая фаза (аален-бат-титон) знаменуется последовавшим образованием расширенных полуграбенов и грабенов, субпараллельных первоначальному расколу, формировавшихся на окраинах Восточно-Сибирского и Чукотского морей и арктической окраины Аляски, блоки которых еще находились в соприкосновении с Северной Америкой. Одновременно закладывалась зона будущей Свердрупско-Новосибирской трансформы. В течение этого отрезка времени образовался наиболее обширный ареал базальтоидного магматизма (рис. 7) объединяющий области Свердрупского бассейна (Канадский Арктический архипелаг), о-ва Де-Лонга, архипелаги Шпицберген, ЗФИ и прилегающие к ним районы Баренцевоморской окраины. Одним из центров магматической активности в этом ареале являлся район ЗФИ. Большинство датировок возраста базальтов (силлов и покровов) этой фазы магматизма (включая архипелаги Де-Лонга и Шпицберген, Баренцевскую окраину, Свердрупский бассейн) дают значения около 150 млн лет. На о-ве Земля Александры (ЗФИ) нами зафиксировано значение возраста базальтового покрова 156,5±7,5 млн лет *(Карякин, Шипилов, 2008)*. С этими событиями связаны не только проявления базальтоидного магматизма в Баренцевском регионе, но и морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса. Следует подчеркнуть, что по вещественному составу базальты первой и второй фаз достаточно близки между собой и разительно отличаются от базальтов третьей фазы *(Карякин, Шипилов, 2008)*.

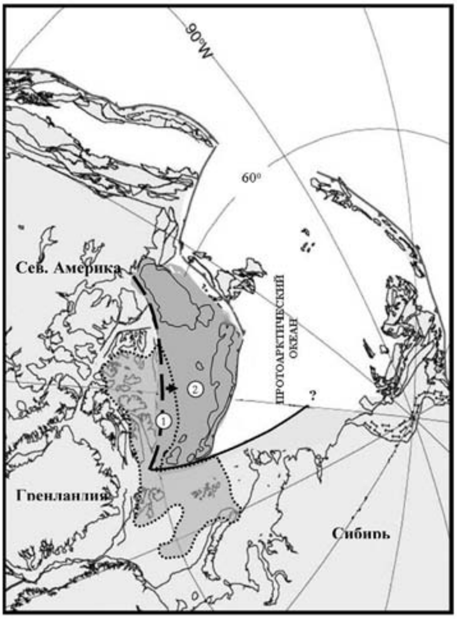


Рис. 7. Реконструкция ареала распространения юрско-мелового базальтоидного магматизма (контур, очерченный точечным пунктиром) в преддверии раскрытия Канадского океанического бассейна (около 140 млн. лет). Реконструкция на основе (Lawver et al., 2002), с изменениями и дополнениями. Ареал охватывает объединенные до раскола регионы Баренцевоморской окраины, Свердрупский бассейн Канадского Арктического архипелага и северный сегмент Новосибирско-Чукотской окраины. Цифры в кружках: 1 – зона разломов, по которой произошел раскол континентальной литосферы и последующее раскрытие Канадского бассейна; 2 – Новосибирско-Чукотско-Аляскинский блок (в последующем – микроплита). Сплошная черная линия – Свердрупско-Новосибирская трансформная зона.

Третья фаза. В раннемеловую эпоху (около 140 млн. лет) стартует основная фаза раскрытия Канадского бассейна, продолжавшаяся с готерива до альба-сеномана. Рифтинг перерастает в спрединг с аккрецией меловой океанической коры. Сопутствующий базальтоидный магматизм концентрируется на вновь образовавшихся континентальных окраинах окружающих раскрывающийся Канадский бассейн. Новосибирско-Чукотско-Аляскинский блок начал удаляться от Канадского Арктического архипелага, скользя вдоль Свердрупско-Новосибирской трансформы. В пределах Баренцевоморского региона переход к открытию Канадского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев («баженитов») грубозернистыми регрессивными «вельдскими» фациями раннего мела. Формирующийся срединно-океанический спрединговый центр воздействовал на Баренцево-Карскую окраину через отмеченную трансформу, вдоль которой сосредотачиваются проявления базальтоидного магматизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития Канадского океанического бассейна (рис. 8). Радиологические возраста базальтов для этой фазы развития в пределах окраин Арктики дают значения в интервале 139–123 млн. лет *(Шипилов, Карякин, Матишов, 2009)*. Наши определения возраста базальтовой дайки на о-ве Хейса (ЗФИ) дали значение 125,2±5,5 млн. лет *(Карякин, Шипилов, 2008)*. Результаты выполненных нами исследований *(Симонов и др., 2008)* показали, что генерация первичных расплавов базальтов дайки о-ва Хейса происходила в более глубинных условиях (около 110 км) и при высокой температуре магмогенерации 1600°С, чем первичных расплавов базальтов о-ва Земли Александры (75–100 км, 1450–1550°С, соответственно). Это свидетельствует о вскрытии, в результате деструкции и растяжения литосферы на данной фазе развития, более глубинных уровней магмогенерации, чем на этапе первоначального раскола литосферы в преддверии образования Канадского бассейна, что хорошо согласуется с рассматриваемыми геодинамическими реконструкциями (рис. 7, 8). Вместе с тем происходит закрытие Анюй-Ангаючамского (Протоарктического) океана с образованием Южно-Анюйской офиолитовой сутуры *(Sokolov et al., 2002, Бондаренко, 2004).*

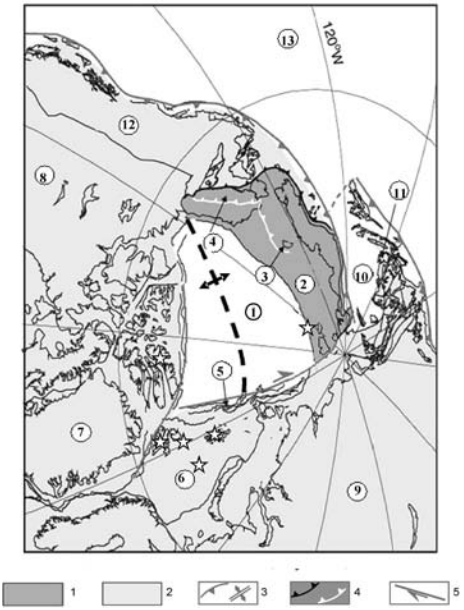


Рис. 8. Районы проявления базальтоидного магматизма на окраинах Арктики (звездочки) после раскрытия Канадского бассейна (рубеж около 120 млн. лет). Реконструкция на основе (Lawver et al., 2002), с изменениями и дополнениями. 1 – Новосибирско-Чукотско-Аляскинская микроплита, 2- другие области с континентальной корой и террейны, 3 – зоны субдукции и спрединговый центр Амеразийского бассейна, 4 – основные сутурные швы, 5 – трансформные зоны разломов с направлением сдвиговой компоненты. Цифры в кружках: 1 – Канадский бассейн, 2 – Новосибирско-Чукотско-Аляскинская микроплита, 3 – о. Врангеля, 4 – хребет Брукса, 5 – протохребет Ломоносова с блоками хребта Альфа(?), 6 – Баренцевоморская окраина, 7 – Гренландия, 8 – Северная Америка, 9 – Евразия, 10 – Южно-Анюйский или Протоарктический океан Анюй-Ангаючам, 11 – Колымско-Омолонский террейн, 12 – область аккреции террейнов, 13 – Пацифика, плита Фараллон.

В это время на Баренцевской палеоокраине реактивировалась сеть диагональных разломов и нарушений северо-восточного и северо-западного простираний контролирующих, с одной стороны, проявления базальтоидного магматизма, а с другой – ориентировки трендов большинства развивающихся структур региона, которые хорошо просматриваются в рельефе дна моря *(Matishov et al., 1995)* и аномальном магнитном поле. Созданная в рассматриваемый промежуток времени система палеоструктур растяжения на Баренцевской окраине, находящаяся на продолжении спредингового центра Канадского бассейна, во многом напоминает ситуацию с хребтом Гаккеля в области его взаимодействия с рифтовой системой Лаптевоморской окраины.

Активный базальтоидный магматизм, судя по определениям радиологического возраста, продолжался на континентальных окраинах Арктики и в интервале от 110 до 100 млн. лет *(Шипилов, Карякин, Матишов, 2009)*, после чего спрединговый центр Канадского бассейна теряет способность генерировать океаническую кору и в диапазоне 95–80 млн. лет окончательно прекращает свою деятельность. Заключительные всплески магматической активности этого времени зафиксированы на одном из эскарпов хребта Альфа. Однако не исключено, что этот эпизод магматизма связан с зарождением бассейна Макарова.

Таким образом, рассматриваемый этап и его геодинамические преобразования связываются с всплытием Баренцевско-Амеразийского суперплюма, а затем разделением его на ряд функционирующих апофиз. Следствием этого сценария развития является образование обширного ареала юрско-мелового магматизма или «большой магматической провинции». После раскола литосферы и дезинтеграции рассматриваемой области на блоковые структуры, проявления магматизма (благодаря апофизам суперплюма) в пределах образовавшихся окраин сопровождали раскрытие и наращивание спрединговой океанической коры Канадского бассейна.

Практическое следствие состоит в том, что в ареале базальтоидного магматизма расположены такие крупные месторождения УВ Восточно-Баренцевского мегабассейна как Штокманское, Ледовое и Лудловское. Это дает основание считать, что преобладающий фазовый состав флюидов указанных месторождений и их громадный по запасам потенциал во многом определялся влиянием процессов плюмового магматизма, в отличие от других нефтегазоносных структур Баренцевского региона.

В заключении отметим, что все этапы геодинамического становления Арктики и ее континентальных окраин в той или иной степени были обусловлены соответствующими разновозрастными плюмовыми событиями. На позднепермско-триасовом этапе это был Сибирский плюм *(Добрецов, 1997)*, на юрско-меловом – Баренцевско-Амеразийский, на кайнозойском – прото-Исландский. Описанные выше проявления базальтоидного магматизма на континентальных окраинах можно охарактеризовать как индикационные признаки деструкции, а затем и распада континентальной литосферы вегенеровской Пангеи в Арктике *(Шипилов, 2004; 2008)*. И если первый из этапов тектономагматической активности (пермско-триасовый, относительно кратковременный) не привел к полному разрыву сплошности континентальной литосферы, то последующие два привели к молодому океанообразованию в Арктике. Отмеченные этапы тектономагматической активизации нашли вполне очевидное отражение в тектоно-геодинамических преобразованиях, палеофациальных условиях осадконакопления окраин и составе продуктов магматической деятельности. Особо показателен в этом отношении юрско-меловой отрезок времени, когда была сформирована обширная провинция юрско-мелового плюмового платобазальтового магматизма Арктики. Исходя из реконструкций *(Шипилов, Карякин, Матишов, 2009)* представляется, что центр магматической активности охватывал области архипелагов ЗФИ, Шпицберген и прилегающие к ним (на тот интервал времени) районы Канадского Арктического архипелага и островов Де-Лонга. Главные же тренды деструкции литосферы были направлены в диаметрально противоположные стороны от этого центра. Но последствия воздействия суперплюма на северную часть последней Пангеи по-разному отразились в этих трендах. В пределах Баренцевоморского региона суперплюм вызвал лишь растрескивание и растяжение континентальной литосферы с соответствующим магматизмом. А на окраине Северной Америки, помимо указанного, процессы деструкции повлекли за собой откол Новосибирско-Чукотско-Аляскинского блока (микроплиты) с образованием в раннем мелу (неоком) Канадского бассейна. В это время рифтинг перерастает в спрединг с последующей аккрецией меловой океанической коры.

Список литературы

Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. М.: МГУ. 2004. 46 с.

Буров Ю.П., Красильщиков А.А., Фирсов Л.В., Клубов Б.А. Возраст долеритов Свальбарда (по радиологическим данным) // Геология Свальбарда. Л.: НИИГА. 1976. С. 117–125.

Дибнер В.Д. Острова Баренцева моря // Геология СССР. Т.XXVI. М. Недра. 1970. С. 60–108.

Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН. 1997. Т. 354. №2. С. 216-219.

Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа. // Геология полярных областей Земли. М.: ГЕОС. 2009. Т.1. С.257-263.

Карякин Ю.В., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы Международной научной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики». М.: ГЕОС. 2008. Вып.8. С.160–164.

Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и 40Ar/39Ar возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213–217.

Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН. 1991. Т. 320., № 5. С. 1203–1206.

Пискарев А.Л., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. Вариации состава и магнитных свойств магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа в связи с проблемой эволюции Северного Ледовитого океана // Материалы LXII Тектонического совещания «Геология полярных областей Земли». М.: ГЕОС. 2009. Т.2. С. 121–124.

Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин В.С., Шипилов Э.В. Особенности фракционирования магматических систем архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология полярных областей Земли. М.: ГЕОС. 2009. Т. 2. С.175–178.

Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин В.С., Шипилов Э.В. Физико-химические параметры платобазальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа (данные по расплавным включениям) // Материалы Международного симпозиума «Петрология литосферы и происхождение алмаза». Новосибирск. СО РАН. 2008. С. 223–224.

Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 908–923.

Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // В сб.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб. ВНИИОкеангеология. 2002. Вып.4. С.199–202.

Столбов Н.М., Сироткин А.Н. Некоторые структурно-петрологические аспекты юрско-мелового магматизма правобережья Ис-фьорда (о. Западный Шпицберген) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2004. Т. 203. Вып. 5. С. 224–231.

Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреичев В.Л. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // ДАН СССР.1982. Т.266. №4. С. 965–969.

Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.

Шипилов Э.В. Геодинамическая интерпретация юрско-мелового базальтоидного магматизма Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа в контексте эволюции Арктического океана // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. С. 176–187.

Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.

Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморский ареал юрско-мелового базальтоидного магматизма и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // Материалы международной научной конференции «Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики». М.: ГЕОС. 2008. Вып.8. С. 395–400.

Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Основные этапы геодинамической эволюции Арктического океана в мезозое и кайнозое // Геология полярных областей Земли. М.: ГЕОС. 2009. Т.2. С. 311–320.

Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г. Г. Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369–372.

Шипилов Э.В., Матишов Г. Г., Хасанкаев В.Б. // Амеразийская генерация океанообразования в Арктике и ее влияние на эволюцию Баренцевоморской континентальной окраины // ДАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 85–88.

Dibner V.D. Geology of Franz Josef Land. Norsk Polarinstitutt. Mtddelelser. Oslo. 1998. No.146. 190 p.

Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B., Miller J.A., Spall H.R., Wallis R.H., Winsnes T.S. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. Oslo: Norsk Polarinstitutt. Skrifter № 137. 1966. 39 p.

Grachev A.F., Arakelyantz M.M., Lebedev V.A., Musatov E.E., Stolbov N.M. New K-Ar ages for basalts from Franz Josef Land // Russ. Journ. of Earth Sci. 2001. V. 3. No 1.

Harland W.B. Geology of Svalbard // University of Cambridge. 1997. 514 p.

Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M // Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses. // Eds. E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer. Geological Society of America Special Paper. 2002. 360. P. 333–358.

Matishov G.G., Cherkis N.S., Vermillion M.S., Forman S.L. Bathymetric Map of the Franz Josef Area. Scale 1: 500000. The Geological Society of America, Inc. Colorado, 1995.

Smith D.G., Harland W.B., Hughes N.F., Pickton C.A.G. The geology of Kong Karl's Land, Svalbard // Geol. Mag. 1976. V.113. No.3. P.193–232.

Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The South Anyui Suture, NE Arctic Russia: facts and problems to solve. Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 2002, 360. P. 209–224.

Worsley D., Aga O.J., Dalland A., Elverhoi A., Thon A. The geological history of Svalbard. Evolution of an Arctic archipelago. Stavanger: Statoil, 1986. 121 p.

Mesozoic Basaltoid Mgmatism in the Barents Sea Continental Margin: Geodynamic Settings in the Early Stage of the Arctic Ocean Opening (according to the Research Results in the Franz Josef Land and Spitsbergen Archipelagoes)

E.V. Shipilov, Yu. V. Kariakin

1 – Murmansk marine biological institute Kola Science Centre of RAS, Murmansk, Russia
2 - Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia

Abstract

New geochronological and geochemical data on Mesozoic basaltoid complexes have been obtained. Paleogeodynamic reconstructions of the initial stage of the Atlantic Ocean opening have been updated and rendered more precise. The physical-chemical settings of magmatism have been revealed. The role and influence of Mesozoic-Cenozoic ocean forming processes on the development of the tectonic aspect of the Barents Sea continental margin were described in the context of fundamental problems on the geological structure and evolution of the Arctic lithosphere.

Мезозой российской Арктики: стратиграфия, биогеография, палеогеография, палеоклимат

В.А. Захаров, М.А. Рогов, Н.Ю. Брагин

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация

На основе материалов, собранных в течение последних трех лет Международного полярного года (2007-2009 гг.) и анализа опубликованных данных представлена обобщенная картина, соответствующая современному уровню знаний не только о мезозое Северной Евразии, но и Арктики в целом. Внесены коррективы в ранее выполненные реконструкции физико-географической, гидрологической и климатической ситуации на территории Евразийской Арктики в мезозое (позднетриасовое время, юрский периоды и ранний мел). Впервые получены принципиально новые палеомагнито- и биостратиграфические данные, позволившие утверждать, что практически весь верхневолжский подъярус должен быть включен в юрскую, а не в меловую систему, как это принято большинством специалистов в Западной Европе и закреплено решением Межведомственного стратиграфического комитета России. Значительно уточнена стратиграфия кимериджского и волжского ярусов верхней юры Западного Шпицбергена. Показано, что последовательность кимериджских и волжских фаунистических горизонтов очень близка к ранее выделенной в Восточной Гренландии. Проведена прямая корреляция разреза бухты Агард (о. Западный Шпицберген) с разрезом верхневолжского подъяруса Северной Сибири (п-ов Нордвик) по биостратиграфическим и палеомагнитным данным. Детализированы зональные шкалы юрской системы по аммонитам, благодаря детализации этих шкал удалось сопоставить геологические и биологические события разной природы. В разрезах на о. Столбовой на основании изучения бухиид выделены верхневолжский подъярус, рязанский ярус (бореальный берриас) и нижний валанжин. Значительно изменены контуры глубоководной параокеанической впадины в районе Новосибирских островов в конце юрского и начале мелового периодов. На основе анализа ареалов моллюсков и новых данных по распространению глендонитов в юрских и нижнемеловых разрезах Арктики была детализирована история палеоклимата этого региона.

1. Введение

Авторы обладали опытом экспедиционных работ на Крайнем севере Евразии и островах Северного Ледовитого океана и располагали сведениями по указанной в названии статьи теме и до начала Международного полярного года (МПГ 2007-2008 гг.). Однако в связи с МПГ и в течение последних трех лет нам удалось провести наземные исследования, собрать материал на ряде ранее не изученных территорий и разрезах и провести их анализ, позволивший дать обобщенную картину, соответствующую современному уровню знаний не только о мезозое Северной Евразии, но и Арктики в целом.

В работе после краткой характеристики мезозоя Российской Арктики и сведений о районах работ последовательно рассмотрены стратиграфия (по ярусам), палеобиогеография, палеогеография и климат бореального мезозоя.

Мезозойские отложения покрывают большую часть Евразийской территории Арктики, включая острова и шельф Северного Ледовитого океана. Они представлены преимущественно морскими терригенными осадками, формировавшимися как на крупных стабильных сегментах коры (платформах и приплатформенных прогибах), так и в подвижных поясах. Толщина мезозойских отложений достигает 10 км. В мезозое Северной Евразии выделены все три системы и все ярусы Международной стратиграфической шкалы (МСШ). Бореальная мезозойская эратема разделена почти на 160 зон по аммонитам. Достигнута хорошая корреляция ярусов со стандартами МСШ.

Триасовые отложения очень широко распространены на Северо-Востоке Азии от Восточного Таймыра до восточных частей Чукотки. Они сложены почти исключительно терригенными породами – песчаниками, алевролитами, аргиллитами, с общим преобладанием алевролитов. Карбонатные (известняки преобладают только в нижнеоленекском подъярусе) и вулканогенно-осадочные (главным образом на востоке рассматриваемого региона, в пределах Пенжинской, Корякской и Алазейской зон) породы распространены ограниченно. Суммарная мощность отложений в разных структурно-фациальных зонах колеблется от нескольких сотен метров до нескольких километров *(Дагис и др., 1979)*. В составе триаса выделены все отделы (три) и все ярусы (7) Международной стратиграфической шкалы (МСШ): индский, оленекский, анизийский, ладинский, карнийский, норийский и рэтский. Зональная шкала бореального триаса насчитывает 36 зон по аммоноидеям и 20 зон по двустворчатым моллюскам *(Захаров и др., 1997; Ермакова, 2002)*. Бореальный аммонитовый стандарт достаточно надежно коррелируются с тетическим. Таким образом, стратиграфия триасовой системы разработана вполне удовлетворительно. В соответствии с существующим палеогеодинамическими представлениями на территории Арктики в течение триаса существовал бассейн океанического типа, простиравшийся в виде залива Северной Пацифики до современного Свальбарда. Свидетельства глубоководных образований этого бассейна сохранились в виде полосы офиолитов, прослеживаемой от восточных частей Чукотки до Новосибирских островов. Относительно глубоководные отложения (кремнистые сланцы и аргиллиты) известны вдоль восточной и северной окраин Чукотки. Бореальный облик сибирской фауны и резкое преобладание терригенных осадков указывают на относительно прохладный климат в течение, по крайней мере, среднего и позднего триаса. В раннем триасе, судя по присутствию теплолюбивых пресмыкающихся, моллюсков и растений, климат был наиболее теплым за всю историю мезозоя *(Курушин, Захаров, 1995)*. На палеогеографических картах прошлого века моря триасового периода покрывали большую часть заполярных и приполярных территорий. Многие сиалические блоки показаны островами, которые служили источниками сноса. Экзотическими рассматривались лишь несколько микроплит небольшого размера в Корякии *(Бычков, Чехов, 1979)*. Возможно, что некоторые континентальные блоки на территории современной Чукотки, Корякии и Колымского массива являются также инородными. Дальнейшие исследования помогут оценить достоверность этой гипотезы.

Морские юрские отложения распространены значительно шире триасовых. Помимо Северо-Востока Азии они покрывают несколько млн. км^2 к западу от Верхоянья в Восточной и Западной Сибири за Уралом в Тимано-Уральской области, а также шельф и острова в акватории Северного Ледовитого океана. Они представлены почти исключительно терригенными отложениями: песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Карбонатные породы встречаются лишь в виде конкреционных прослоев. Чистые известняки отсутствуют. Осадочно-вулканогенные породы известны только на крайнем северо-востоке *(Палеогеография севера..., 1983; Захаров и др., 1984)*. Мощность юрских отложений зависит от условий их формирования и колеблется от первых километров на окраинах Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской платформ до многих километров в подвижных зонах северо-востока Азии *(Стратиграфия..., 1976)*. Юрская система на севере России разделена на три отдела и 11 ярусов, соответствующих всем ярусам МСШ: нижнеюрский отдел (геттангский, синемюрский, плинсбахский и тоарский ярусы), среднеюрский отдел (ааленский, байосский, батский и келловейский ярусы), верхнеюрский отдел (оксфордский, кимериджский и волжский ярусы). Бореальный зональный стандарт юры, в значительной степени основанный на разрезах России) насчитывает 70 зон по аммонитам, 36 зон и слоев по двустворчатым моллюскам, выделено более 40 зон и слоев с фораминиферами, около 20 – с остракодами и более 10 слоев и зон установлено по белемнитам *(Захаров и др., 1997, 2005)*. Значительные стратиграфические интервалы бореального зонального аммонитового стандарта хорошо коррелируются с тетическим. Однако до сих пор существуют трудности в позонной корреляции нижнего плинсбаха нижней юры, большей части средней юры и волжского яруса верхней *(Захаров и др., 1984)*. Особенно актуальна проблема терминального волжского яруса. Существует мнение о необходимости его расчленения и помещения верхневолжского подъяруса в меловую систему, закрепленное в постановлениях МСК России *(Жамойда, Прозоровская, 1997)*. Результаты изучения стратиграфии пограничных отложений юры и мела на Русской плите и магнитостратиграфические данные заставляют усомниться в подобном мнении *(Захаров, 2003; Митта, 2005; Хоша и др., 2007; Захаров, Рогов, 2008 б)*. Юрские отложения по арктической окраине Европейской части России и северу Западной и Восточной Сибири формировались на окраине арктического бассейна в относительно мелководных (от нескольких десятков до нескольких сотен метров глубиной) эпиконтинентальных морях *(Палеогеография севера..., 1983)*. Источниками сноса были суши на юге, Уральский полуостров на востоке и западе, а также острова на севере. Характерной особенностью юрских толщ является широкое распространение черносланцевых пород в тоаре, кимеридже и волжском ярусе. Они считаются нефтематеринскими *(Баженовский горизонт.., 1986; Стратиграфия нефтегазоносных..., 2000)*. На формирование осадков на северо-востоке существенное влияние оказывал залив океанического типа, заходивший в Арктику со стороны Северной Пацифики *(Захаров и др., 2002)*. Точное географическое положение этого залива и его океанические параметры не обозначены до сих пор. Определены контуры границы моря и суши, ландшафты суши и морей, реконструированы абсолютные показатели палеобатиметрии внутренних бассейнов, восстановлены основные факторы среды осадконакопления и существования фауны: температура, соленость, гидродинамика, газовый режим. Климат в арктической ойкумене приближался к квазисубтропическому: засушливому на юге и умеренно-влажному на севере. Проблемным остается время и место существования меридиональных и субширотных проливов, соединявших бореальные и тетические моря, среднерусское и сибирское море. Одной из трудно решаемых остается проблема флуктуаций климата: амплитуда тепла и осадков на суше.

Меловые отложения на территории Северной Евразии распространены столь же широко, как и юрские, хотя по площади морских осадков на востоке территории они уступают юрским. Меловые, как и юрские, отложения представлены главным образом терригенными породами: песчаниками (песками), алевролитами (алевритами) и аргиллитами (глинами). Важную роль в верхнем мелу играют кремнистые отложения, такие как опоковидные глины (кампан) в Западной Сибири. Мощность отложений в наиболее полных разрезах на севере Западной Сибири достигает 3 км. В меловой системе Сибири выделяются три крупных стратиграфических этажа, имеющие глубокие отличия практически по всем седиментационно – генетическим и палеонтологическим характеристикам. Это морской нижний мел (берриас – готерив, в Восточной Сибири только нижний готерив), тесно связанный с предшествующим позднеюрским отделом; преимущественно озерно-континентальный угленосный и лагунно-морской «средний» мел (в Западной Сибири – баррем – средний сеноман) и преимущественно морской верхний мел (верхний сеноман – верхний маастрихт), который в континентальных и реже полуморских отложениях верхнемаастрихтского возраста близок к вышележащему палеогену *(Захаров, Хлонова, 1984)*. В итоге два крупных этапа морского осадконакопления (неоком и верхний мел) оказались разобщенными длительным периодом преобладающего озерно-континентального и лагунно-морского угленосного осадконакопления. Поскольку основные месторождения каустобиолитов в Сибири связаны с отложениями морского генезиса, они оказались значительно лучше изученными по сравнении с континентальными. В стратиграфических схемах указаны все ярусы и МСШ, которые, однако, не всегда обоснованы биостратиграфически. Наиболее полно и детально разработана нижнемеловая (нижненеокомская) шкала. Рязанский (берриасский), валанжинский и готеривский ярусы разделены на подъярусы и аммонитовые зоны, которые позволяют провести удовлетворительную корреляцию с восточноевропейским и отчасти западносредиземноморским стандартом. Имеются параллельные зональные шкалы по основным группам макро- и микрофауны (белемнитам, двустворкам, фораминиферам), микрофлоре (динофлагеллатам), спорам и пыльце. Вышележащие ярусы: барремский, аптский, альбский и сеноманский датированы на основании сопоставления отдельных реперных уровней с морской фауной. Соотношение их стратиграфических объемов со стандартами МСШ остается неопределенным. Верхнемеловые северосибирские ярусы: туронский, коньякский, сантонский установлены путем корреляции зон по иноцерамам с западноевропейскими стандартами. Кампанский и маастрихтский ярусы определены по находкам ортоконических раковин аммонитов рода *Baculites* и путем корреляции с западноевропейскими и североамериканскими разрезами этих ярусов по фораминиферам и диноцистам *(Захаров и др., 1986, 1989; Захаров, Бейзель, Похиалайнен, 1989)*. Морские осадки мелового возраста формировались в пределах относительно мелководных бассейнов, продолжавших существовать с юрского периода. Составлены повековые мелкомасштабные палеогеографические карты для всего севера России *(Месежников и др., 1971)*. Следует иметь ввиду, что в породах мелового возраста сосредоточена большая часть нефти (неоком) и газа (сеноман). В Западной Сибири и на шельфе Карского и Баренцевоморского морей в основании разреза залегает нефтематеринская баженовская свита. В верхнем мелу выделяется черносланцевый кузнецовский горизонт (конечно-сеноманского – раннетуронского возраста), покрывающий большую часть Западной Сибири и выполняющий роль покрышки для углеводородов. По этой причине меловые отложения изучаются наиболее интенсивно, хотя не все стратиграфические интервалы удовлетворяют требованиям современной практики. Дальнейшие исследования в стратиграфии меловых отложений должны идти в направлении детализации существующих биостратиграфических шкал (инфразональный уровень) и их интеграции с данными лито-, цикло-, сейсмостратиграфиии, ГИС и других методов стратиграфии. Конечным итогом этих исследований должна явиться интегрированная стратиграфическая шкала и региональная корреляционная схема, отражающая подробную геологическую историю бассейна седиментации мелового периода.

2. Районы работ, цели и задачи

Район работ охватывал полярные и приполярные территории Евразии от архипелага островов Шпицбергена до архипелага Новосибирских островов. Ключевыми участками, на которых в течение 4-х лет, в том числе в летние периоды МПГ, были проведены полевые работы, явились геологические разрезы верхнего триаса, верхней юры и нижнего мела на о. Западный Шпицберген (бухта Агард, г. Миклегард), триаса на о. Котельный, верхней юры и нижнего мела на о. Столбовой (архипелаг Новосибирские острова), басс. р. Хеты, полве Нордвик и низовьев р. Лены (Чекуровская антиклиналь), средней юры на р. Адзьва (Печорское Заполярное Приуралье), Северо-Восточном Таймыре (мыс Цветкова) и Анабарской губе. Помимо материала из естественных выходов, для решения многих задач нами широко привлекались данные по кернам глубоких скважин, пройденных на Баренцевоморском шельфе (включая норвежские территории), на севере Западной Сибири в районе пол-ва Ямал, на шельфовом склоне Северной Аляски и мелких скважин, пробуренных во время геолого-съемочных работ на Новосибирских островах (Б. и М. Ляховских). Важность данных по скважинам может быть проиллюстрирована на примере альбского яруса: разрезы, макро- и микрофоссилии этого яруса были полностью описаны по шламу и керну скважин. Естественные выходы пород альбского яруса морского генезиса в пределах Западной Сибири пока не обнаружены.

Главными целями авторы считали:

1. Разработку детальной схемы корреляции мезозойского чехла окружающих Северный Ледовитый океан впадин, островов и шельфа и, прежде всего, верхнего триаса, юры, нижнего мела – стратиграфических интервалов, богатых нефтью и газом на прибрежных территориях и арктическом и периарктическом шельфе в Европейской и Азиатской части России;
2. Реконструкцию физико-географической (палеогеографической), гидрологической и климатической ситуации по палеонтологическим и седиментологическим данным на территории Арктики в мезозое;

3. Установление корреляции событий разной природы: биосферной, геодинамической, эвстатической и климатической. Следствием междисциплинарного анализа явился вклад в палеогеографические реконструкции Арктики и Субарктики, включая реконструкцию центрального палеобассейна (?палеоокеана) в триасовом, юрском и меловом периодах.

Рис. 1. Расположение разрезов, изученных в течение Международного полярного года (черные кружки) и разрезов, данные по которым получены в предшествующие годы (белые кружки).

Для реализации поставленных выше целей были сформулированы конкретные задачи проекта, в перечень которых вошли междисциплинарные исследования геологических разрезов в пределах Арктики и Субарктики в полевых условиях с детальным описанием и сбором ископаемых остатков организмов и вещества мезозойских осадочных толщ, преимущественно, морского генезиса, с постановкой геохимических, седиментационных и магнитостратиграфических полевых и лабораторных работ. Основные результаты экспедиционных работ заключаются в сборе по единой методике оригинального материала с высокой, не достигнутой предшественниками степенью детальности наблюдения, коллекционирования и последующего анализа в лабораториях. В 2008–2009гг. совместно с геологами из Санкт-Петербурга проводились литолого-стратиграфические работы в басс. р. Хеты (р. Боярка), в устье р. Анабар, на Северо-Восточном Таймыре (мыс Цветкова) и низовьях р. Лены (Чекуровская антиклиналь). Изученные разрезы были детально описаны и опробованы на микрофауну, собраны коллекции макроокаменелостей и образцы для магнитостратиграфических исследований.

Ключевыми участками, на которых проводились наземные экспедиционные исследования, являлись геологические разрезы верхнего триаса, верхней юры и нижнего мела на о. Западный Шпицберген (бухта Агард, г. Миклегард), о. Котельный, о. Столбовой (архипелаг Новосибирские острова), Анабарской губе, басс. р. Хеты, Восточном Таймыре (мыс Цветкова), пол-ве Нордвик, средней юры на р. Адзьва (Печорское Заполярное Приуралье) и нижнем течении р. Лены (рис. 1).

3. Стратиграфия

3.1. Триасовая система

Триасовые отложения широко распространены в пределах Северо-Востока Азии. В этом регионе выделяется ряд структурно-фациальных областей с различными типами разрезов триаса: платформенными (Лено-Анабарская и Новосибирская), субплатформенными (Омолонская, Охотская, Омулевская) и геосинклинальными (Верхоянская, Яно-Колымская, Кони-Тайгоносская, Корякская и другие) (Дагис и др., 1979).

Верхоянская область характеризуется преобладанием прибрежно-морских, лагунных и континентальных терригенных отложений мощностью до 2-3 тыс. м. В Лено-Анабарской области развиты чередования морских глинистых отложений и континентальных песчаных толщ с углями, общей мощностью менее 1,5 тыс. м. Восточнее, в Яно-Колымской области триас представлен исключительно морскими глинистыми толщами очень большой мощности – до 9 тыс. м., здесь же отмечается высокая полнота разрезов. В Кони-Тайгоносской области развиты маломощные (до 1 тыс. м.) глинистые морские толщи триаса, причем для верхнего триаса здесь характерны вулканогенно-осадочные образования, в том числе андезитов и базальтов. В Полоусненской области представлены преимущественно верхнетриасовые песчаные толщи мощностью до 3 тыс. м. В пределах Охотской области разрез триаса сильно сокращен: здесь развиты только норийские и рэтские песчаные отложения мощностью до 1,5 тыс. м. Омолонская область характеризуется очень малой мощностью разреза (десятки, реже сотни метров), развитием тонких терригенных и карбонатных осадков и наличием многочисленных стратиграфических перерывов. Для территории Новосибирского архипелага (Новосибирская область) также характерен тонкий состав пород (почти исключительно глины и аргиллиты) и повышенная карбонатность, но здесь разрезы отличаются полнотой и достигают общей можности около 1 тыс. м. Триас Чукотской области представлен мощным (до 6 тыс. м.) глинисто-песчаным разрезом. Сильно отличаются от всех перечисленных разрезов триасовые толщи Корякской области – это кремнистые и вулканогенно-кремнистые образования сравнительно малой мощности (от десятков метров до 0,5 тыс. м.).

Стратиграфия триаса Северо-Востока Азии базируется на данных по аммоноидеям, наутилоидеям и двустворчатым моллюскам. По этим группам разработаны региональные зональные шкалы, сопоставляемые со стандартными шкалами триасовой системы. В районах, где макроископаемые редки, или встречаются неповсеместно, прежде всего, в Корякской области, стратиграфия триаса основана на данных по конодонтам и радиоляриям *(Брагин, 1991)*. Эти две группы используются ныне и в стратиграфии других областей. Большинство районов Северо-Востока Азии характеризуется бореальным типом ассоциаций триасовых фоссилий. Исключением является Корякская области, для которой характерны тепловодные комплексы макро- и микроископаемых.

Нами в течение полярного года были проведены исследования триасовых отложений центральной части острова Котельный (Новосибирские острова), представляющих большой интерес, но недостаточно изученных ввиду труднодоступности района. В ходе работ были собраны представительные коллекции макро- и микроископаемых, из которых аммоноидеи определены А.Г. Константиновым, наутилоидеи – Е.С. Соболевым, двустворчатые – И.В. Полуботко, радиолярии – Н.Ю. Брагиным. Наибольшее внимание было уделено среднетриасовым, карнийским и нижненорийским отложениям. Сводный разрез по результатам проведенных работ представляется следующим (рис. 2):

3.1.1. Нижний отдел

Нижний триас данного района представлен морскими глинистыми, реже карбонатными отложениями очень малой мощности, внешне согласно перекрывающими карбонатные отложения верхней перми; низы нижнего триаса слабо охарактеризованы палеонтологически, в силу чего выделение подразделений общей шкалы затруднительно.

Индский ярус на о. Котельном выделяется условно, по стратиграфическому положению между достоверными пермскими и оленекскими отложениями. В центральной части острова предполагаемый инд представлен глинами алевритистыми пестроцветными, с прослоями аргиллитов и алевролитов с туффитовой примесью, редкими прослоямии доломитов и редкими конкрециями бурых сидеритов. Общая мощность толщи до 15 м. Данные отложения содержат лишь редкие остатки лингул, брахиопод, фораминифер, не позволяющих уверенно датировать толщу *(Дагис и др., 1979)*.

Оленекский ярус представлен переслаиванием битуминозных известняков и глин нижнего подъяруса мощностью 12 м, с остатками аммоноидей *Paranorites? ultrazadiatus Popow* и двустворчатых *Posidonia mimer Oeberg,* выше которых залегают глины верхнего подъяруса с прослоями глинистых известняков и мелкими фосфатными конкрециями, содержащие остатки двустворчатых Claraia aranea Tozer, и имеющие мощность до 20 м *(Дагис и др., 1979)*.

3.1.2. Средний отдел

Средний триас в изученном районе характеризуется глинистым составом, малой мощностью и неполнотой разреза вследствие многочисленных скрытых перерывов, обнаруживаемых лишь при детальном изучении палеонтологических остатков и их распределения в разрезе. Тем не менее, имеющиеся толщи датируются с высокой детальностью.

Анизийский ярус представлен лишь нижним и верхним подъярусами; средний подъярус выпадает из разреза. Нижний анизий сложен черными глинами с линзами глинистых известняков мощностью около 15 м, в этих отложениях встречаются аммоноидеи *Karangatites evolutus Popow, Stenopopanoceras sp. (Егоров и др., 1987)*. Верхний анизий представлен черными листоватыми глинами с прослоями битуминозных аргиллитов, глинистых известняков и многочисленными конкрециями фосфоритов общей мощностью около 20 м. Нами не обнаружены следы несогласия в подошве верхнего анизия, стратиграфический перерыв не выражен в разрезе. В основании разреза собраны аммоноидеи *Indigirophyllites sp. ex gr. I. spetsbergensis (Oeberg), двустворчатые Daonella sp. cf. D. moussoni Merian, D. americana Smith, D. sp. cf. D. subtenuis Kittl., D. sp. cf. D. dubia Gabb., D. sp. cf. D. lindstroemi Mojs.* позднеанизийского возраста, а в верхней части толщи – двустворчатые *Daonella sp. cf. D. prima Kipar., D. sp. ex gr. D. frami Kittl.* характерные для пограничных слоев верхнего анизия и нижнего ладина. Радиолярии представлены *Glomeropyle boreale Bragin, G. manihepuaensis Aita, Triassospongosphaera multispinosa (Kozur et Mostler), Eptingium manfredi Dumitrica, Spongostephanidium japonicum (Nakaseko et Nishimura), Ladinocampe vicentinensis Kozur et Mostler.*

Ладинский ярус представлен только верхним подъярусом, перерыв в разрезе литологически никак не выражен. Верхний ладин представлен черными листоватыми глинами с прослоями горючих сланцев и битуминозных известняков с частыми фосфоритовыми конкрециями общей мощностью до 25 м, с остатками двустворчатых *Daonella frami Kittl., Magnolobia sp. cf. M. subarctica (Popow), Magnolobia? sp. cf. M. neraensis (Trusch.), Mytilus sp. aff. M. anceps Kur. и радиолярий Muelleritortis firma (Gorican), Tiborella sp., Pseudostylosphaera*

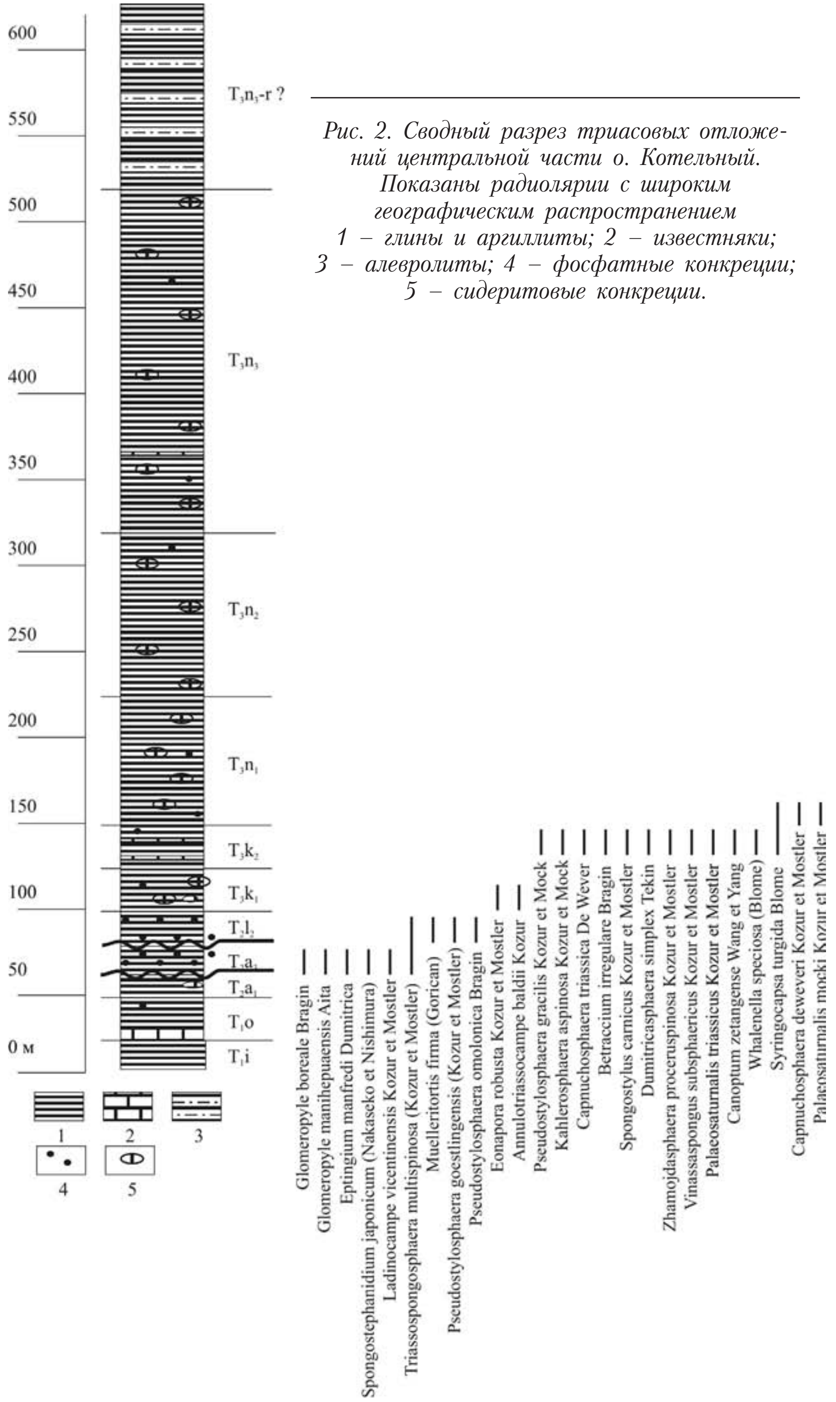


Рис. 2. Сводный разрез триасовых отложений центральной части о. Котельный. Показаны радиолярии с широким географическим распространением
1 – глины и аргиллиты; 2 – известняки; 3 – алевролиты; 4 – фосфатные конкреции; 5 – сидеритовые конкреции.

goestlingensis (Kozur et Mostler), P. omolonica Bragin, Triassospongosphaera multispinosa (Kozur et Mostler), Glomeropyle sp.

3.1.3. Верхний отдел

Верхний триас характеризуется большой мощностью и значительной стратиграфической полнотой разреза, представленного исключительно глинистыми отложениями. Разрез верхнекарнийских и норийских толщ центральной части острова является опорным для данного интервала в пределах всей Новосибирской области.

Карнийский ярус. Нижний подъярус карнийского яруса представлен глинами серыми и темно-серыми с прослоями горючих сланцев, линзами глинистых известняков, а также с частыми сидеритовыми конкрециями и более редкими известково-фосфатными конкрециями, общей мощностью до 35 м. Здесь собраны аммоноидеи *Arctophyllites taimyrensis (Popow), двустворчатые Zittelihalobia sp. ex gr. Z. zhilnensis (Polubotko),* брахиоподы *Aulacothyroides bulkutensis Dagys* и радиолярии *Glomeropyle sp., Kahlerosphaera sp., Tetraspongodiscus sp., Eonapora robusta Kozur et Mostler, Planispinocyrtis sp., Annulotriassocampe baldii (Kozur), Pseudoeucyrtis sp.*

Нижняя часть верхнего карния сложена глинами желтовато-серыми и буро-серыми, с прослоями серых и желтовато-серых тонкоплитчатых глинистых известняков общей мощностью около 30 м, с аммоноидеями *Yakutosirenites pentastichus (Vozin); Y. sp. indet., Proarcestes winnemae Smith; Clionites (Stantonites) evolutus Smith, Discophyllites sp.,* двустворчатыми *Zittelihalobia ornatissima (Smith).* Верхняя часть верхнего карния представлена глинами темно-серыми и черными, с редкими конкрециями серого глинистого известняка и частыми сферическими фосфатными конкрециями общей мощностью 5 м. Здесь встречены аммоноидеи *Sirenites yakutensis Kiparisova, S. sp. aff. S. yakutensis Kiparisova, Proarcestes sp.,* и установлен комплекс радиолярий *с Pseudostylosphaera gracilis Kozur et Mock, Kahlerosphaera aspinosa Kozur et Mock, Capnuchosphaera triassica De Wever, Sarla sp., Betraccium irregulare Bragin, Spongostylus carnicus Kozur et Mostler, Dumitricasphaera simplex Tekin, Zhamojdasphaera proceruspinosa Kozur et Mostler, Vinassaspongus subsphaericus Kozur et Mostler, Palaeosaturnalis triassicus Kozur et Mostler, Paronaella sp., Tetraspongodiscus sp., Canoptum zetangense Wang et Yang, Whalenella speciosa (Blome), Syringocapsa turgida Blome, Droltus sp.*

Норийский ярус. Низы нижнего нория представлены глинами темно-серыми листоватыми с частыми прослоями (0,2–0,3 м) темно-серых, бурых на выветрелой поверхности сидеритов, с линзовидными прослоями серых известняков с брахиоподами, с мелкими фосфатно-карбонатными конкрециями, мощностью 15 м. Ранее отсюда были отмечены *(Константинов и др., 2003)* аммоноидеи *Arcestes sp. ex gr. A. colonus Mojsisovics, наутилоидеи Germanonautilus sp. ex. gr. G. popowi Sobolev*, конодонты *Norigondolella navicula (Huckriede), двустворчатые Halobia aotii Kobayashi et Ichikawa, Zittelihalobia indigirensis (Popow)* нижнего нория. Здесь же встречен комплекс радиолярий с *Pseudostylosphaera sp., Kahlerosphaera sp., Capnuchosphaera deweveri Kozur et Mostler, Sarla sp., Palaeosaturnalis mocki Kozur et Mostler, Syringocapsa turgida Blome, Droltus sp.* Выше залегают глины темно-серые тонкоплитчатые и листоватые, неслоистые, с частыми (через 1 м) четковидными горизонтами сидеритовых конкреций и редкими мелкими фосфатно-карбонатными конкрециями мощностью 60 м, с аммоноидеями *Norosirenites obruchevi (Bajarunas)* (нижняя часть слоя) и двустворчатыми *Halobia aotii Kobayashi et Ichikawa, Zittelihalobia fallax (Mojsisovics) (Константинов и др., 2003).*

Средний норий представлен глинами серыми, темно-серыми, желтовато-серыми с многочисленными эллипсовидными и округлыми конкрециями сидеритов, редкими фосфатно-карбонатными конкрециями и прослоями тонкоплитчатых желтых глинистых сидеритов общей мощностью 90 м. Здесь обнаружены колеоидеи *Atractites sp. cf. A. conicus (Mojsisovics)* и двустворчатые *Eomonotis pinensis (Westermann)* среднего нория, а также радиолярии *Sarla sp., Syringocapsa turgida Blome, Canoptum sp., Laxtorum ? sp.*

Верхний норий представлен черными и темно-серыми глинами с многочисленными крупными сидеритовыми конкрециями, с прослоями криноидных известняков и с редкими фосфатными конкрециями. Мощность верхнего нория достигает 200 м. Здесь встречаются многочисленные двустворчатые группы *Monotis ochotica (Дагис и др., 1979; Егоров и др., 1987).*

Разрез триаса венчается толщей аргиллитов темно-серых и буровато-серых с частыми прослоями желтовато-серых алевролитов мощностью 100 м. Эта толща условно относится к верхам верхнего нория – рэтскому ярусу; в ее составе предшественниками обнаружен лишь комплекс фораминифер, не позволяющий уточнить геологический возраст пород *(Дагис и др., 1979).*

Основные результаты проведенных работ можно сформулировать так:

1. В центральной части о. Котельный развиты все три отдела триаса. Наибольшей стратиграфической полнотой характеризуются верхнетриасовые отложения, в то же время в составе среднего триаса установлены два хиатуса: первый охватывает средний анизий, второй – нижний ладин.

2. Изученные толщи датированы по находкам аммоноидей, наутилоидей и двустворчатых. Выявленные комплексы радиолярий достаточно представительны и могут быть использованы как для расчленения толщ острова Котельный, так и для их корреляции с другими разрезами, прежде всего с теми, где неизвестны находки моллюсков.

3. Триасовые ассоциации фоссилий о. Котельный имеют бореальную природу: в их составе доминируют бореальные виды моллюсков. Комплексы радиолярий весьма специфичны и отличаются от тепловодных по таксономическому составу, что может быть объяснено их бореальным происхождением.

3.2. Юрская система

3.2.1. Нижний отдел

Нижняя юра распространена в Российском секторе Арктики достаточно широко. На Северо-Востоке и Дальнем Востоке она представлена преимущественно морскими фациями. Западнее (в Западной Сибири, на ЗФИ, Шпицбергене, в бассейне Печоры) преобладают континентальные и лагунные фации, морские отложения появляются здесь в плинсбахе (север Западной Сибири), тоаре (на Шпицбергене) и в средней юре. Нижний отдел юрской системы представлен преимущественно песчаниками и алевролитами, нередко с прослоями конгломератов, тогда как аргиллиты или глины редки на всех уровнях за исключением нижнего тоара. Встречаются также линзы и конкреции карбонатного состава, которые иногда могут достигать значительных размеров; на Северо-Востоке местами присутствуют уровни, обогащенные туфогенным материалом.

Геттангский ярус

Геттангский ярус охарактеризован аммонитами только на Северо-Востоке России, где возможно выделение стандартных аммонитовых зон, к которым И.В. Полуботко и Ю.С. Репин (1981) добавляют также зону *Primulum*, подстилающуя зону *Planorbis*. Эта зона может соответствовать части базальной зоны геттанга Psiloceras tilmanni, выделяемой в Южной Америке и Известняковых Альпах *(Hillebrandt, Krystin, 2009)* и рассматриваемой как наиболее предпочтительный вариант границы триаса и юры, хотя в этой зоне такие груборебристые аммониты, как *?Primapsiloceras primulum*, отсутствуют. В то же время не исключено, что данный уровень отвечает низам зоны *Planorbis*. На севере Сибири геттанг аммонитами не охарактеризован, за исключением разрезов низовьев р. Оленёк и её притоков, где установлено присутствие разнообразных Psiloceras *(Князев, Кутыгин, 2004)*. До недавнего времени граница между триасом и юрой проводилась в разрезах Восточного Таймыра и западных районов Якутии (Анабарская губа) по прослоям конгломератов в основании зимней свиты, но было показано, что нижняя часть зимней свиты содержит рэтские комплексы двустворчатых моллюсков, брахиопод и фораминифер *(Лутиков и др., 2009; Соболев и др., 2009)*. Таким образом, на севере Сибири юра сменяет триас в непрерывных разрезах и граница систем может быть установлена только путем тщательных биостратиграфических исследований.

Синемюрский ярус

Синемюрские отложения распространены в тех же районах, что и геттангские, но охарактеризованы аммонитами они ещё хуже, при этом часть аммонитов (которые тоже ограничены в распространении, главным образом, Северо-Востоком России) в отличие от геттанга представлена своеобразными формами. Синемюрский ярус выпадает из разреза на Алазейском плоскогорье, на междуречьях Коркодона и Омолона, Пенжиной и Паламаткиной. В среднем течении р. Буюнды синемюрские отложения непосредственно перекрывают верхний триас *(Стратиграфия... 1976)*. Находки синемюрских аммонитов известны также на севере Сибири. Так, *Oxynoticeras (?) sp. ind.* были встречены в устье р.Оленек. Значительно шире распространены в синемюре двустворчатые моллюски. По двустворкам нижний синемюр не отделяется от геттанга, а верхний синемюр рассматривается в ранге зоны *Otapiria limaeformis (Шурыгин, 2005)*.

Плинсбахский ярус

Плинсбахский ярус распространен в Арктике более широко, чем два нижних яруса нижней юры, и заметно лучше охарактеризован макрофоссилиями, в том числе аммонитами. Однако выделение нижнего плинсбаха недостаточно обосновано. Аммониты этого возраста в российском секторе Арктики неизвестны (за исключением утерянного экземпляра *?Polymorphites*, определение которого было основано на не изображенном и неописанном обломке аммонита неважной сохранности). В зональной шкале по двустворчатым моллюскам нижний плинсбах условно выделяется в ранге слоев с Harpax ex gr. spinosus *(Шурыгин, 2005)*, однако характерный для него комплекс двустворок встречается также и в верхнем плинсбахе *(Стратиграфия..., 1976)*. В отличие от нижнего плинсбаха, верхний плинсбах на обширной территории Северо-Востока и севера Сибири охарактеризован многочисленными аммонитами, относящимися к роду *Amaltheus*. Кроме амалтеид, в плинсбахе иногда отмечаются находки филлоцератид *(Меледина, Шурыгин, 2001)*, которые в дальнейшем постоянно присутствуют в комплексах аммонитов вплоть до верхов валанжина, но обычно в качестве сопутствующего элемента фауны. Нижняя граница верхнего плинсбаха в пределах рассматриваемого региона проводится, как и в Западной Европе, в основании зоны (на северо-западе Европы – подзоны) *Amaltheus stokesi*. Ю.С. Репиным (2009) для Северо-Востока Азии предложена зональная шкала верхнего плинсбаха, по детальности сопоставимая со стандартной последовательностью Северо-Западной Европы (четыре зоны на Северо-Востоке против двух зон с пятью подзонами в стандартной шкале). Отдельные уровни данной шкалы по находкам соответствующих видов *Amaltheus* могут быть прослежены в других районах Арктики. Верхнеплинсбахские отложения, охарактеризованные аммонитами, распространены от бухты Нордвик на западе и до Восточного Забайкалья и юга Дальнего Востока на востоке *(Стратиграфия..., 1976)*. Западнее (в Западной Сибири, на Земле Франца-Иосифа и на Шпицбергене) присутствие морского плинсбаха устанавливается по находкам двустворчатых моллюсков, фораминифер и остракод *(Решение..., 2004; Репин и др., 2007; Nagy, Berge, 2008)*. Для верхней части верхнего плинсбаха восточного сектора Арктики характерно присутствие уровней, обогащенных галькой и валунами (возможно, связанных с ледниковым разносом?), а также глендонитовыми конкрециями. Такие конкреции встречаются в Анабарской губе и в Восточном Верхоянье (басс. реки Тыры, см. *Стратиграфия.... 1976*). В опорном разрезе нижней юры на западном берегу Анабарской губы нами установлено присутствие горизонтов с глендонитовыми конкрециями вплоть до границы с тоаром (последние конкреции были встречены в 1 м ниже границы при мощности верхнего плинсбаха, достигающей нескольких сотен метров). В Вилюйской синеклизе глендонитовые конкреции в верхах плинсбаха образуют маркирующий горизонт *(Стратиграфия..., 1976)*.

Тоарский ярус

Морские тоарские отложения наиболее широко распространены в Арктике по сравнению с остальными ярусами нижней юры. На огромной территории от Западной Сибири до Восточного Верхоянья нижняя часть тоара (китербютская свита и её аналоги), как правило, представлена глинистой пачкой, залегающей на существенно песчанистых отложениях плинсбаха, нередко со следами размыва; восточнее преобладают более песчанистые, нередко кремнистые и/или вулканогенные породы. Верхний тоар, как правило, представлен более грубозернистыми фациями, преимущественно алевролитами. По сравнению с другими ярусами нижней юры тоар содержит наиболее богатые и разнообразные комплексы окаменелостей, в том числе аммонитов, относящихся главным образом к Hildoceratidae и Dactylioceratidae. Оба семейства развивались в пределах Панбореальной надобласти в течение раннего и в начале позднего тоара, но ближе к концу тоарского века на рассматриваемой территории обитали только представители рода Pseudolioceras. Реже встречаются океанические филлоцератиды. Начиная с тоара аммониты появляются к западу от Средней Сибири: единичные находки дактилиоцерасов известны из нижнего тоара Западной Сибири *(Девятов и др., 2006)*, многочисленные тоарские аммониты (и дактилиоцератиды, и хильдоцератиды) встречаются на Шпицбергене *(Ершова, Репин, 1983)*. С основания тоара в Арктике впервые появляются многочисленные белемниты, которые быстро достигают высокого таксономического разнообразия.

Для тоара Северо-Востока России были предложены шкалы по аммонитам, двустворкам, фораминиферам и остракодам *(Князев и др., 2003)*. Наиболее детальные шкалы по аммонитам были разработаны В.Г. Князевым с коллегами *(Князев и др., 2003, 2007)* на основании изучения филогенеза двух ключевых для бореального тоара групп аммонитов – харпоцератин и дактилиоцератид. Ими были предложены параллельные шкалы, основанные на эволюции этих семейств, причем филетическая последовательность, установленная в тоаре Сибири и Северо-Востока России, совпадает с таковой для Северо-Западной Европы.

С рубежом плинсбаха и тоара связана крупнейшая биотическая перестройка, фиксируемая по всему Земному шару, в том числе и на севере Сибири, где она устанавливается по значительному обновлению таксономического состава моллюсков, фораминифер и остракод, резкой смене палинологических комплексов. В Арктике, по-видимому, данная биотическая перестройка связана главным образом с резкими флуктуациями температуры *(Захаров и др., 2006)*. Нами также было показано, что в нижнем тоаре севера Сибири, как и в других регионах мира, выявляется присутствие двух резких пиков изотопически легкого углерода в С орг. преимущественно наземного происхождения, совпадающее с повышением уровня моря, что является очередным свидетельством глобальности тоарского кризиса *(Suan et al., 2008)*.

3.2.2. Средний отдел

Среднеюрские отложения распространены в Российском секторе Арктики не менее широко, чем нижнеюрские осадки, при этом в течение средней юры постепенно происходит увеличение области осадконакопления и площади распространения морских фаций *(Стратиграфия..., 1976)*. В средней юре Арктики выделяются четыре яруса – ааленский, байосский, батский и келловейский, но их сопоставление со стандартной последовательностью и обоснование объёмов затруднено высокой степенью эндемизма морской фауны, включая аммониты и белемниты. Не случайно для интервала, соответствующего верхам байоса – бату был предложен особый термин «бореальный бат» (*Callomon, 1985* и более ранние работы). Зональное расчленение этого интервала основано на последовательности эндемичных кардиоцератид, и его сопоставление со шкалой Северо-Западной Европы до сих пор вызывает большие споры. Средний отдел юры, также как и нижний, сложен в Арктике терригенными породами, в которых широко распространены горизонты карбонатных конкреций. Для аален-келловейского интервала также очень характерными являются прослои глендонитовых конкреций, встречающиеся главным образом в разрезах севера Средней Сибири и Северной Якутии. На Северо-Востоке и Дальнем Востоке для средней юры, также как и для нижней, характерно широкое распространение туфогенных отложений.

Ааленский ярус

Ааленский ярус широко распространен на Севере и Дальнем Востоке России – от Земли Франца-Иосифа до Чукотско-Анадырской области на востоке и до Южного Приморья на юге, и почти на всей этой территории охарактеризован аммонитами *(Стратиграфия..., 1976)*. Впрочем, аммониты в большинстве разрезов аалена Арктики встречаются редко, и в расчленении ааленского яруса (также как и байоса с батом) большую роль играют двустворчатые моллюски – ретроцерамусы. В аалене от низовьев Енисея до Анабарского залива встречаются довольно многочисленные офиуры.

Обоснование нижней границы аалена на рассматриваемой территории связано с определенными сложностями. Нижний аален на севере Сибири рассматривается в объёме зоны *Pseudolioceras (Tugurites) maclintocki* со слоями с *P. (P.) beyrichi* в основании. Однако, как недавно было установлено, в Западной Европе вид *P. (P.) beyrichi (Schloenb.)* появляется уже в верхах тоара, и В.Г.Князев с соавторами (2007) предлагают проводить границу тоара и аалена по появлению типичных представителей *P. (T.) maclintocki (Haught.).*

Нижний подъярус аалена распространен от севера Средней Сибири до бассейна Анадыря и до берегов Тугурского залива, р. Буреи и Южного Приморья *(Стратиграфия..., 1976).* На Шпицбергене нижнеааленские *Pseudolioceras (Tugurites) maclintocki (Haught.)* в большом количестве встречаются в широко прослеживаемой пачке конгломератов (слой Бренцкардхаузен) вместе с другими ааленскими (такими как *Leioceras opalinum (Rein.*), тоарскими и байосскими аммонитами (*Ершова, Репин, 1983*).

Верхний аален прослеживается на севере России и на Дальнем Востоке более широко, чем нижний. В верхнем аалене также устанавливается одна аммонитовая зона – *Pseudolioceras (Tugurites) tugurensis Sey et Kalacheva* или *Pseudolioceras (Tugurites) whiteavesi (White).* Последний индекс используется более широко, поскольку сам вид *P.(T.) whiteavesi* распространен значительно шире *(Князев и др., 2007).* В то же время западноевропейскими исследователями принимается, что эти виды занимают различное стратиграфическое положение, и зона Tugurense характеризует терминальный тоар, а зона Whiteavesi примерно отвечает зоне Murchisonae *(Contini et al, 1997)*, поэтому в проекте Бореального стандарта нами *(Захаров, Рогов, 2008 в)* верхний аален показан в ранге зоны Whiteavesi, в верхах которой обособляется уровень с *P.(T.) tugurensis.* На Дальнем Востоке в верхнем аалене также встречаются *Erycitoides.*

Байосский ярус

Сопоставление байосского яруса Арктики со стандартной шкалой ещё более затруднено, чем ааленского. Граница аалена и байоса в разрезах Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока проводится по появлению *Pseudolioceras (Tuguites) fastigatus Westermann.* На более высоких уровнях нижнего байоса встречаются также *Normannites sp. (Меледина, 1994)*, а на Северо-Востоке и Дальнем Востоке – *Arkelloceras и Bradfordia.* На севере Сибири этой части нижнего байоса соответствуют слои с *Normannites sp. (Меледина и др., 1987).* Выше находок *Arkelloceras (зона Arkelloceras tozeri)* на Северо-Востоке выделяются слои с *Chondroceras marshalli (McLearn.)*, но на севере Сибири в этой части байоса аммонитов пока не обнаружено.

Космополитный род *Chondroceras (Sphaeroceratinae)*, встречающийся в нижнем байосе от Новой Зеландии до Аляски, рассматривается как наиболее вероятный предок первых бореальных кардиоцератид – рода *Boreiocephalites (Callomon, 1985; Меледина, 1994).* Вместе с бореоцефалитесами на п-ве Юрюнг-Тумус (бухта Нордвик, побережье моря Лаптевых) были найдены представители *Megasphaeroceras* – рода, появляющегося по всему восточному побережью Пацифики в основании верхнего байоса *(Callomon, 1984).* Находки мегасфероцерасов известны также из низов верхнего байоса Земли Франца-Иосифа *(Репин и др., 2007).* Таким образом, основание верхнего байоса в Арктике уверенно параллелизуется с подошвой зоны *Boreiocephalites borealis*. Это также подтверждается данными по изотопному составу стронция в рострах белемнитов *(Callomon, Dietl, 2008)*. Более высокие зоны бореального байоса содержат главным образом или эндемичных кардиоцератид, или обладающих широким стратиграфическим распространением филлоцератид, и их корреляция со стандартной шкалой лишь приблизительна. Неясно положение верхней границы байоса в бореальной последовательности. Как правило, она проводится в подошве зоны *Arctocephalites arcticus (Меледина, 1994; Захаров и др., 1997)*, совпадая со сменой родов *Cranocephalites и Arctocephalites*. В.В. Митта (2009), основываясь на раннебатском возрасте зоны *Arcticoceras ishmae* (см. ниже) предложил переместить эту границу на зону выше, в подошву зоны Arctocephalites groenlandicus. Прямые доказательства того или иного положения границы бата и байоса в бореальной последовательности отсутствуют. Традиционный вариант границы более удобен, поскольку совпадает со сменой родов кардиоцератид. Кроме того, в нижней части зоны *Arcticus* встречаются представители рода *Oxycerites*. Хотя в тетических разрезах первые оксицеритесы появляются ещё в байосе, именно в низах бата они становятся более многочисленными, составляя заметную часть аммонитовых комплексов.

Начиная с нижней зоны байоса, а местами и с аалена, в разрезах Анабарского залива в басс. р. Молодо появляются многочисленные прослои глендонитовых конкреций, вместе с некоторыми из них встречаются крупная слабоокатанная галька. Глендонитовые конкреции в байосе присутствуют также в низовьях Енисея и на Восточном Таймыре (мыс Цветкова) *(Стратиграфия..., 1976)*. Аналогичные конкреции были впервые найдены в ходе работ в низовьях р. Лены (мыс Чекуровский), где в байосской части келимярской свиты было установлено 4 таких горизонта.

Батский ярус

Батский ярус имеет столь же широкое распространение на территории севера Сибири и Северо-Востока России, что и байосский *(Меледина, 1994)*, а морские отложения этого возраста распространены ещё более широко. Морской бат также устанавливается в Западной Сибири, где обнаружены верхнебатские кардиоцератиды *(Решение..., 2004)*. С начала батского века (или с самого конца байоса) устанавливается морской режим в бассейне Печоры, где недавно были обнаружены *Arctocephalites arcticus (Митта, 2009)*. К самому началу бата относится возникновение Среднерусского моря-пролива, соединившего бореальный бассейн и Неотетис. Именно находки *Arctocephalites* и *Arcticoceras* в нижнем бате Саратовского Поволжья, где они встречаются сразу над зоной *Oraniceras besnosovi*, сопоставляемой с базальной зоной бата стандарта, послужили основой для отнесения зоны Arcticoceras ishmae к нижнему бату *(Митта, Сельцер, 2002; Митта и др., 2004)*. К сожалению, бореальные аммониты здесь не были найдены совместно с аммонитами тетического происхождения. От определения Parkinsonia sp. выше находок арктикоцерасов *(Митта, Сельцер, 2002)* в настоящее время отказались *(Митта, Сельцер, 2009)*, и кроме положения в разрезе, единственным аргументом в пользу нижнебатского возраста по крайней мере части зоны Ishmae служат палеомагнитные данные *(Пименов и др., 2006)*. По мнению сибирских исследователей *(Меледина и др., 2009)*, отнесение зоны *Arcticoceras ishmae* к нижнему бату вместо среднего преждевременно. Нам представляется, что аргументы, представленные В.В. Миттой с соавторами, позволяют, по крайней мере, нижнюю границу зоны

Ishmae опустить в нижний бат, тогда как судить о соотношении её кровли со стандартом пока невозможно.

Сопоставление бореальной зональной последовательности батского яруса, основанной на кардиоцератидах, со стандартной последовательностью, затруднено, и выделение в бореальном бате подъярусов в значительной мере условно. Восточнее Урала аммонитовые комплексы бата представлены почти исключительно кардиоцератидами, а космоцератиды, которые впервые появляются в среднем бате, здесь исключительно редки *(Меледина и др., 1991, табл. X, фиг. 8)*. В верхнем бате Шпицбергена и Русской плиты, напротив, космоцератиды *(Kepplerites)*, представленные видами, общими с Восточной Гренландией, довольно многочисленны. Восточнее нижнего течения р. Лены известны лишь единичные находки батских аммонитов *(Arcticoceras)*, тогда как упоминаемые с Северо-Востока и Дальнего Востока Cadoceras sp. могут указывать на присутствие как среднего-верхнего бата, так и келловея.

Как и в байосе, в батском ярусе Сибири глендонитовые конкреции также многочисленны. При этом в более глубоководных и тонкозернистых отложениях (Анабарская губа) таких прослоев больше и их стратиграфическое распространение шире, чем в мелководных песчаниках низовьев р. Лены (Чекуровка). Если в разрезах Анабарской губы, судя по нашим наблюдениям, глендонитовые конкреции встречаются вплоть до верхов нижнего келловея, в чекуровском разрезе они не известны выше зоны Arcticoceras ishmae нижнего бата.

Келловейский ярус

Келловей представляет собой новый этап в развитии и Арктического бассейна. Начало келловея ознаменовалось обширной трансгрессией, проявившейся особенно ярко в западной секторе Арктики. Это привело к образованию длительно существовавших бассейнов (в первую очередь – Среднерусского моря), по которым в конце средней и в поздней юре осуществлялись встречные иммиграции форм тетического и бореального происхождения *(Rogov et al., 2009)*. Уже в базальном биогоризонте нижнего келловея бассейна Печоры присутствуют аммониты-иммигранты тетического происхождения – *Macrocephalites jacquoti* (R.Douv.). Тем не менее, к востоку от Урала в келловее продолжали существовать преимущественно кардиоцератиды, и только из Западной Сибири и Новой Земли известны также находки суббореальных космоцератид *(Черкесов, Бурдыкина, 1979; Атлас..., 1990)*. Ещё более разнообразные аммониты известны из келловея севера Русской плиты, где также встречаются пахицератиды (*Erymnoceras*, средний келловей) и аспидоцератиды (*Peltoceras*, верхний келловей).

Для келловея Русской плиты в последние годы были предложены шкалы инфразонального расчленения, не уступающие по своей детальности западноевропейским *(Митта, 2000; Киселев, 2001; Гуляев, 2001; Gulyaev et al, 2002 и др.)*, но лишь немногие из установленных инфразональных подразделений могут быть прослежены в российском секторе Арктике. Тем не менее, в последние годы в изучении бореального келловея был достигнут значительный прогресс. Нижнекелловейский подъярус, как было недавно показано, присутствует на севере Сибири в полном объёме *(Князев и др., 2009)*. Хотя таксономическая интерпретация ряда арктических видов и, соответственно, индексация некоторых стратонов вызывают споры *(Киселев, 2009; Гуляев, 2009; Князев и др., 2009)*, это не влияет на сопоставление существующей в настоящее время сибирской зональной последовательности с таковой Русской плиты и высокую степень её полноты. Подошва келловея, совпадающая с предлагаемой для

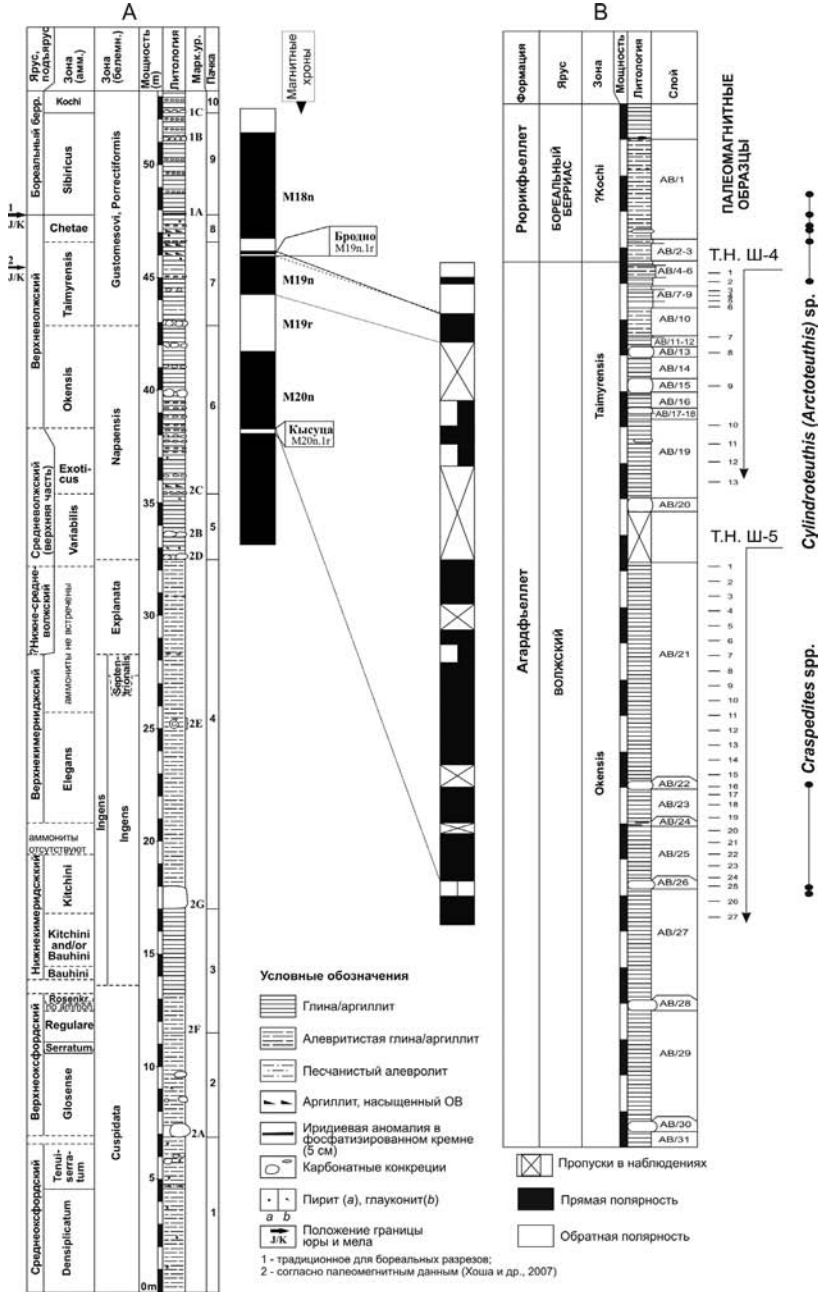


Рис. 3. Био- и магнитостратиграфическое расчленение разреза верхней юры – низов мела на п-ве Нордвик (слева, по Zakharov et al., в печати) и разреза г.Миклегард, Шпицберген (справа, по Рогов, Гужиков, 2009).

GSSP, проводится в подошве зоны Cadoceras elatmae и её аналогов. В Западной Сибири, на Шпицбергене и на ЗФИ данных о полноте среднего келловея недостаточно, хотя в той или иной мере этот подъярус здесь присутствует. Средний келловей севера Сибири пока недостаточно изучен, хотя в его наличии в этом регионе сомнений нет. Его нижняя граница проводится условно, а верхняя определяется появлением верхнекелловейских *Longaeviceras.* Верхний келловей на Шпицбергене, в бассейне р. Печоры, на ЗФИ, в Западной Сибири и более восточных районах, вплоть до низовьев р. Лены, охарактеризован преимущественно специфическими комплексами кардиоцератид, чье сопоставление с комплексами Русской платформы неоднозначно. Ю.С. Репиным (2005, 2007) на верхнекелловейском материале из бассейна р. Печоры была установлена последовательность местных зон по кардиоцератидам, основанных на арктических родах (им эта последовательность предлагалась как часть «арктического стандарта»), но применимость её за пределами типовой местности вызывает сомнения.

На восток от р. Лены присутствие келловея фиксируется по единичным находкам кадоцерасов, которые могут иметь и батский возраст, и присутствию средне-верхнекелловейских *Longaeviceras* или *Stenocadoceras sp. (?) (=Longaeviceras keyserlingi* в Сей и др., 2004, табл.61, фиг.7-8) в Торомском прогибе (Дальний Восток). Кроме того, в Корякском нагорье установлен своеобразный комплекс среднекелловейских аммонитов, имеющий резко аллохтонный характер *(Сей, Калачева, 1983).* Он представлен тетическими перисфинктидами, близкими к Choffatia, а также оппелиидами *(Putealiceras, Sublunuloceras).*

Келловей является самым молодым подразделением юры, к которому в Сибири приурочены находки глендонитовых конкреций. В основном такие конкреции встречаются в нижнем келловее, реже – в среднем и только на о-ве Большой Бегичев они известны из пограничных слоев среднего и верхнего келловея *(Меледина, 1994).*

3.2.3. Верхний отдел

Ярусы верхней юры в разной степени представлены в Российском секторе Арктики. Наиболее широко распространен терминальный ярус юрской системы – волжский, тогда как оксфордский и кимериджский ярусы во многих случаях имеют сокращенный объём за счет размывов. Для всей верхней юры, а особенно для волжского яруса Арктики, характерно широкое распространение «глинистых сланцев» – темноцветных, обогащенных органическим веществом пород с преобладанием частиц алевритовой и пелитовой размерности. В верхней юре широко распространены карбонатные конкреции, а в сокращенных, конденсированных разрезах часто встречаются фосфоритовые конкреции.

Оксфордский ярус

Оксфорд – единственный ярус юры, чья стандартная шкала основана в значительной степени на последовательности аммонитов бореального происхождения, и его выделение в Арктике не вызывает больших сложностей. Оксфордские отложения распространены в Сибири и на Северо-Востоке довольно широко, но из-за многочисленных размывов в течение оксфорда и в послеоксфордское время разрезы оксфорда, как правило, неполные.

Нижний подъярус, зональное расчленение которого отличается от стандартного лишь в самых низах *(Князев, 1975)*, выделяется в Арктике на основании находок кардиоцератид, принадлежащих родам Cardioceras *(Scarburgiceras, Cardioceras* s.str.*), Vertumniceras, Pavloviceras.* Встречающиеся в более южных районах представители семейств Perisphinctidae и Oppeliidae не проникали в раннем-среднем оксфорде далеко на север, их находки уже неизвестны в бассейне р. Печоры, а в позднем оксфорде бассейна р. Печоры перисфинктиды присутствовали в незначительном количестве. В целом аммонитовые комплексы оксфорда разных районов Арктики очень сходны между собой, и бореальная шкала, разработанная на основании изучения разрезов Шотландии и Восточной Гренландии *(Sykes, Surlyk, 1976; Sykes, Callomon, 1979)*, без изменений может быть использована для расчленения оксфорда от Шпицбергена и бассейна р. Печоры до Восточного Таймыра, п-ва Нордвик и бассейна р. Анабар *(Князев, 1975; Aleynikov, Meledina, 1993; Rogov, Wierzbowski, 2009).*

Наименее обоснованным является выделение среднеоксфордского подъяруса. Это связано как с тем, что средний оксфорд местами полностью или частично выпадает из разреза (среднеоксфордские аммониты не найдены на Шпицбергене, а на Земле Франца-Иосифа может быть обосновано только присутствие нижней зоны среднего оксфорда Cardioceras densiplicatum), а также с тем, что до начала 80-х годов XX века использовалось двучленное деление бореального оксфорда, и вычленить среднеоксфордскую часть не всегда представляется возможным. Так, только детальные исследования нижней части разреза на м. Урдюк-Хая (п-в Нордвик) позволили установить, что она относится не к верхнему, а к среднему оксфорду, причем последовательность аммонитов позволяет установить здесь присутствие обеих зон, Cardioceras densiplicatum и Cardioceras tenuiserratum *(Rogov, Wierzbowski, 2009, рис. 3).*

Новые данные по оксфордскому ярусу низовьев р.Лена были получены нами по результатам полевых работ 2009 года. Для оксфорда этого района характерна значительная изменчивость как по мощности, так и в фациальном отношении. В окрестностях п. Чекуровка оксфорд представлен только нижним подъярусом, и к северу от Чекуровки он выражен 1–1,5 метровым пластом красного известняка, переполненного раковинами моллюсков, который перекрывается аргиллитами волжского яруса. В слое встречаются многочисленные аммониты хорошей сохранности. Они представлены главным образом кардиоцератидами *(Cardioceras spp.)*, кроме них также присутствуют филлоцератиды *(Boreiophylloceras sp., Pseudophylloceras (?) aff. alaskanum (Imlay))*, которые составляют примерно пятую часть комплекса. Примерно в 30 км южнее, возле мыса Чуча, оксфорд представлен темно-серыми аргиллитами и алевролитами мощностью около 13 м, в нижней части охарактеризованными нижне-среднеоксфордскими аммонитами *(Cardioceras (C.) sp. и выше C. (Subvertebriceras) sp., Plasmatoceras sp.)*

На Северо-Востоке России оксфордские отложения распространены сравнительно широко. Они устанавливаются по редким находкам нижнеоксфордских *Cardioceras (C.) cordatum (Sow.)*, среднексфордских *C. (Scoticardioceras) excavatum (Sow.)*, и верхнеоксфордских Amoeboceras. На большей части Северо-Востока, где находки аммонитов очень редки, оксфордский ярус условно выделяется в нижней части слоев с *Buchia concentrica (Sow.) (Стратиграфия..., 1976).*

Кимериджский ярус

Как и оксфордский ярус, кимеридж распространен по всей рассматриваемой территории, но к востоку от р. Лены его выделение основывается главным образом на присутствии двустворок *Buchia concentrica*, тогда как находки кимериджских аммонитов на Северо-Востоке России исключительно редки.

Основание кимериджа зафиксировано в подошве зоны *Pictonia baylei*. Этот уровень хорошо опознается в Арктике по появлению специфических мелких кардиоцератид Plasmatites, характеризующих зону Plasmatites bauhini – нижнюю зону кимериджского яруса, примерно соответствующую зоне Baylei в основанной на последовательности кардиоцератид шкале бореального кимериджа *(Wierzbowski, Smelror, 1993)*. В результате исследований, проводимых в рамках МПГ, удалось обосновать присутствие этой зоны на п-ве Нордвик *(Rogov, Wierzbowski, 2009; рис. 3)*. Присутствие самых нижних уровней кимериджа было впервые установлено также на Шпицбергене, в разрезе у м.Фестнинген. Ранее отсюда Л.Ф. Спэтом *(Spath, 1921)* определялись Pictonia sp., но в дальнейшем он сам отказался от этих определений *(Spath, 1947)*.

Для расчленения бореального кимериджа традиционно используются аулакостефаниды, хотя во многих районах Арктики они редки и приурочены только к некоторым узким стратиграфическим интервалам (Шпицберген, ЗФИ, шельф Баренцева моря) или отсутствуют (п-ов Нордвик, Северо-Восток России). Поэтому в последнем варианте проекта Бореального стандарта по аммонитам *(Захаров, Рогов, 2008)* нами было дано две параллельные шкалы – одна традиционно используемая в Сибири и другая – основанная на последовательности кардиоцератид.

Для бореального кимериджа характерно присутствие своеобразных бореальных оппелиид – представителей рода *Suboxydiscites*. Самые древние единичные находки этого рода известны из верхнего оксфорда Восточной Гренландии (о-в Кун), в нижнем кимеридже субоксидисцитесы регулярно встречаются в разрезах Северной Сибири, а в конце кимериджа они широко распространяются по всей Арктике, от Шпицбергена и бассейна Печоры до п-ва Нордвик. В это время они проникают на юг вплоть до Среднего Поволжья *(Rogov, 2010)*, а в Хатангской впадине и на Восточном Таймыре слагают ядро верхней зоны кимериджского яруса *Suboxydiscites taimyrensis*. Филлоцератиды из кимериджа российского сектора Арктики практически не известны, за исключением единственной находки Boreiophylloceras на ЗФИ *(Репин и др., 2007)* и указания на находки филлоцератид (включая данные о присутствии нижнемелового вида ? *Pseudophylloceras glennense (And.)*, который, видимо, должен быть переопределен как оксфорд-кимериджский *?P. alaskanum (Imlay)* в кимеридже Северо-Востока *(Паракецов, Паракецова, 1989)*.

В конце кимериджа отмечается очень глубокое проникновение на север (вплоть до Приполярного Урала) таксонов субтетического и суббореального происхождения. Из низов зоны *Autissiodorensis* там известны находки *Aspidoceras*, по-видимому, характеризующие уровень в подошве зоны, отвечающий кратковременной инвазии аспидоцератид в Среднерусское море. Выше на Приполярном Урале присутствуют *Sarmatisphinctes*, также проникшие в Зауралье из Среднерусского бассейна.

Новые данные, полученные по кимериджскому ярусу Шпицбергена, позволяют наметить там присутствие ряда инфразональных подразделений, ранее выделенных на шельфе Баренцева моря. В нижнем кимеридже восточного побережья Западного Шпицбергена подтверждается присутствие фаунистических горизонтов, ранее выделенных на г. Янусфьеллет А. Вежбовским *(Wierzboiwski, 1989)*; в разрезе м. Фестнинген установлено присутствие *Plasmatites и Amoebites* *bayi Birk. & Call.* – таксонов, характерных для самых низов кимериджа Восточной Гренландии. Кроме того, в разрезе г. Миклегард (бухта Агард) в верхнем кимеридже был найден вид *Amoebites norvegicum Wierzb.* – форма, характерная для одноименного биогоризонта в зоне Kochi шельфа Баренцева моря, и впервые для Шпицбергена было показано, что здесь возможно выделение в верхах кимериджа четко разделяемых фаунистических горизонтов decipiens и elegans, как это сделано в разрезах Восточной Гренландии.

Нами было показано, что в формировании кимериджских аммонитовых фаун Арктики большую роль играла биота Среднерусского моря, тогда как через Норвежско-Гренландский пролив, по-видимому, иммиграции моллюсков осуществлялись в незначительной степени, и влияние гренландских аммонитовых фаун наиболее сильно ощущалось на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа *(Захаров, Рогов, 2007)*.

Волжский ярус

Волжский ярус является одним из наиболее широко распространенных (хотя его разрезы зачастую неполны) и наиболее изученных (в силу его значения как источника углеводородного сырья) ярусов юры. Тем не менее, значительная степень географической дифференциации аммонитов в волжском веке привела к тому, что для разных районов Арктики было предложено большое число различающихся зональных схем, а проблема сопоставления бореальных разрезов Англии, Русской плиты и Северной Сибири до сих пор вызывает споры *(Rogov, Zakharov, 2009)*.

Для волжского яруса характерно широкое распространение высокоуглеродистых фаций, занимающих огромные площади. Такова баженовская свита Западной Сибири, охватывающая весь волжский ярус и часть нижнего мела, пачка Слотсмоя Шпицбергена (эквивалентная средне-верхневолжскому подъярусам), сланцевая толща зоны *Dorsoplanites panderi*, распространенная в Центральной России от Прикаспия до притоков р.Печоры, урдюк-хаинская и паксинская свиты севера Сибири и их аналоги, включая волжскую пачку аргиллитов, распространенную в нижнем течении р. Лены.

В рамках работ по проектам МПГ авторами на основании изучения разрезов волжского яруса Шпицбергена, Хатангской впадины, п-ва Нордвик, Приполярного Урала и низовьев р. Лены, а также ревизии коллекций, охватывающих Российскую часть Арктики, Восточную Гренландию, Англию и Арктическую Канаду, были предложены существенно уточненные схемы расчленения и сопоставления волжского яруса в пределах всей Панбореальной надобласти по аммонитам и бухиям (*Rogov, Zakharov, 2009*, см. табл. 1). Кроме того, совместно с чешскими геофизиками проведено палеомагнитное изучение ряда ключевых разрезов волжского яруса.

Наиболее важны следующие результаты, полученные нами по волжскому ярусу Арктики в последние годы:

1) с помощью палеомагнитного метода впервые произведена прямая корреляция волжского яруса и титона *(Хоша и др., 2007)*. При этом удалось показать, что традиционному основанию тетического берриаса в бореальной шкале соответствует уровень внутри зоны Craspedites taimyrensis верхневолжского подъяруса (рис. 3, 4), а не основание верхневолжского подъяруса, как это принято в Постановлениях МСК *(Жамойда, Прозоровская, 1997)*. Эти палеомагнитные данные близки к выводам, полученным на Шпицбергене (*Рогов, Гужиков, 2009*, рис.3) и не противоречат последним результатам изучения волжских разрезов Русской плиты *(Пименов и др., 2009)*

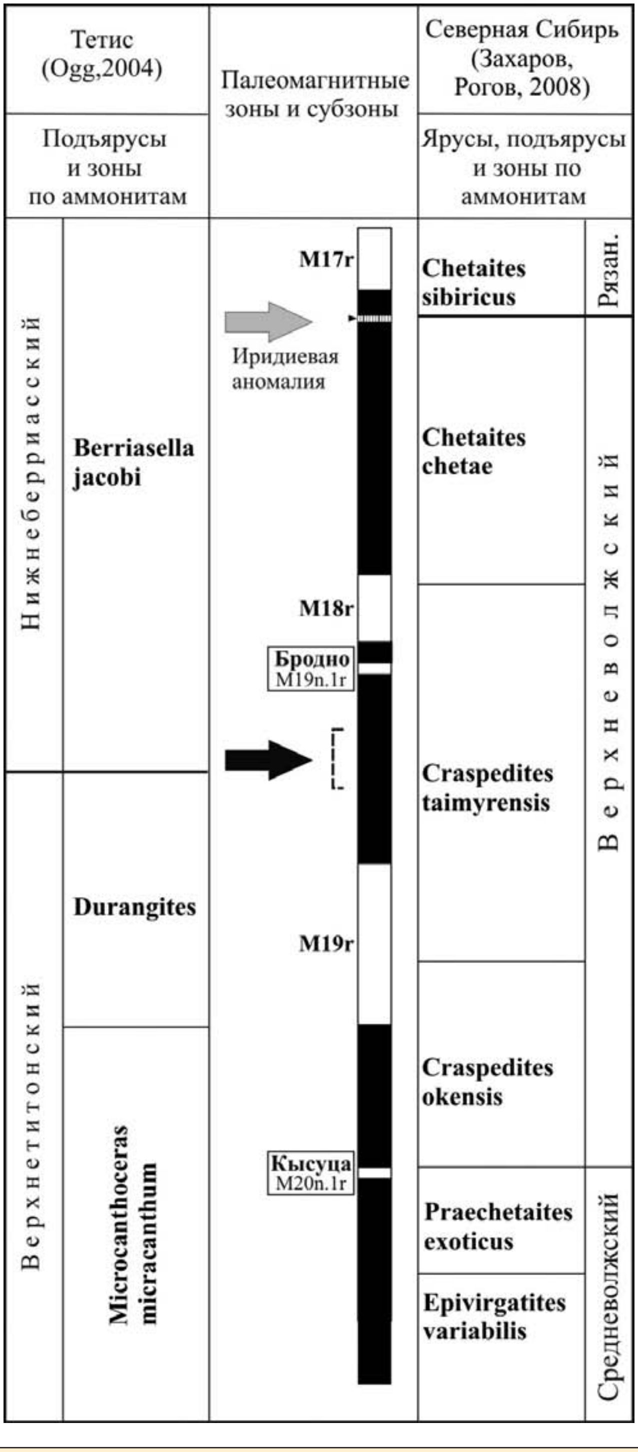


Рис.4. Палеомагнитная корреляция пограничных отложений юры и мела Панбореальной и Пантетической надобластей (Захаров, Рогов, 2008 б)

2) На Приполярном Урале впервые установлено присутствие аммонитов рода *Pectinatites* в двух нижних зонах волжского яруса (*Rogov, 2007*). Это подтверждает отнесение зоны *Magnum* к волжскому ярусу и дает возможность утверждать, что дифференциация бореальных аммонитовых фаун в ранневолжское время была крайне незначительна.

3) на основании изучения разрезов Русской плиты и Северной Сибири показано, что зона *Praechetaites exoticus* должна быть перемещена из верхневолжского подъяруса в средневолжский *(Захаров, Рогов, 2008 а)*.

4) существенно детализировано расчленение волжского яруса Шпицбергена *(Рогов, Захаров, 2007; Рогов, Гужиков, 2009)*. На основании детального изучения разрезов впервые для Шпицбергена были предложены зоны (снизу вверх, рис.5) *Pavlovia communis*, *Dorsoplanites ilovaiskii* (вместо прежней зоны *Dorsoplanites panderi*), *Crendonites anguinus*., подзона *Laugeites lambecki* (табл.1; сопоставляется с *Laugeites parvus* Восточной Гренландии), зона *Praechetaites exoticus.* Впервые было установлено присутствие на Шпицбергене такого важного для корреляции рода как *Crendonites*, выявлено наличие уровня с многочисленными *Pavlovia* в основании средневолжского подъяруса и появление первых *Praechetaites* в верхах зоны *Ilovaiskii.* Было показано широкое распространение верхневолжского подъяруса на Шпицбергене, хотя до сих пор не ясно, имеются ли здесь аналоги терминальной зоны *Chetaites chetae.*

5) установлено, что для пограничного интервала средне- и верхневолжского подъярусов Северной Сибири характерно присутствие многочисленных филлоцератид *(Захаров, Рогов, 2008 а)*, в том числе близких к «Pseudophylloceras» knoxvillense (And.), установленных ранее в титоне-берриасе Северной Калифорнии и в волжском ярусе Южной Аляски *(Imlay, Jones, 1970; Imlay, 1981)*. Филлоцератиды также были встречены в волжском ярусе низовьев р.Лены, Шпицбергена и Новосибирских островов, где мощность верхневолжского подъяруса достигает более 600 м *(Кузьмичев и др., 2009)*. Это говорит об усилении связей арктических акваторий с Палеопацификой на рубеже средне- и поздневолжского времени.

6) предложена новая схема панбореальной корреляции волжского яруса *(Rogov, Zakharov, 2009; табл. 1)*.

3. 3. Меловая система

3.3.1. Нижний отдел

Нижнемеловые отложения в Российском секторе Арктики разделяются на резко различные по условиям формирования части – рязанско-валанжинскую, представленную преимущественно морскими отложениями, переходную готеривскую, когда на фоне резкого расширения областей континентального осадконакопления продолжал существовать морской бореальный бассейн, континентальную баррем-аптскую (морской баррем, возможно, присутствует только на Северо-Востоке, а апт – также на Шпицбергене) и переходную альбскую. Бореальный нижний мел так же, как и юра, представлен терригенными отложениями, среди которых резко преобладают пески и песчаники. На некоторых уровнях нижнего мела (готерив, апт) отмечается присутствие глендонитовых конкреций.

Разанский ярус (бореальный берриас)

Рязанский ярус развит в Арктике главным образом в тех же районах, где и волжский, и чаще всего трансгрессивно залегает на последнем. Как и

Таблица 1. Панбореальная корреляция волжского яруса и его аналогов по аммонитам
(по: Rogov, Zakharov, 2009, с изменениямию Цифрами 1-15 показаны основные межрегиональные корреляционные уровни)

Русская платформа

Подъярус	Зона	Подзона	Биогоризонт
ВЕРХНЕВОЛЖСКИЙ		*Слои с Volgidiscus singularis*	15
	NODIGER	Craspedites milkovensis	14
		Craspedites mosquensis	
	SUBDITUS	Craspedites subditus	13
	FULGENS	Craspedites nekrassovi	
		Kachpurites fulgens	12
СРЕДНЕВОЛЖСКИЙ	NIKITINI	Epivirgatites nikitini 11	*Laugeites* sp.nov.2 *Laugeites* sp.nov.1 *Kachpurites sp.A* *Nikitini*
		E.lahuseni	10 *Lahuseni*
		E.bipliciformis	*Bipliciformis*
	VIRGAT.	?Crasp.ivanovi	
		V.virgatus	
		Virgatites gerassimovi	
	PANDERI	Zaraiskites zarajskensis	*Zarajskensis* *Regularis*
		Zaraiskites scythicus	*Scythicus* *Quenstedti* 5
НИЖНЕВОЛЖСКИЙ	PSEUDOSC.	'P.' tenuicostatum	*Puschi* *Neoburgense*
		I.pseudoscythica	*'Franconites'*
		Ilowaiskya sokolovi	*Pavida* 3 *Sokolovi*
		Ilowaiskya klimovi	*Efimovi* 2 *Steraspis*

Северная Сибирь

Зона, подзона	
15 Chetaites chetae	
14 Craspedites taimyrensis	
Craspedites okensis	Craspedites originalis
	Craspedites okensis 12
11 Praechetaites exoticus	
10 9 Epivirgatites variabilis	
Taimyrosphinctes excentricus	
Dorsoplanites maximus	
6 Dorsoplanites ilovaiskii	
Pavlovia iatriensis 5	
"Pectinatites pectinatus"	
4	
Sphinctoceras subcrassum	
1 Eosphinctoceras magnum	

Приполярный Урал

Зона, подзона	
15 Chetaites chetae	
14 Craspedites taimyrensis	
Craspedites subditus	
Kachpurites fulgens 12	
?	
10 E.vogulicus	
9 Laugeites groenlandicus	
Crendonites spp. 8	
7 Dorsoplanites maximus	
Dorsoplanites ilovaiskii	
Pavlovia iatriensis 5	S.strajewskii
	P.iatriensis
"Pectinatites pectinatus"	
4	
3 Sphinctoceras subcrassum	
2	
1 Eosphinctoceras magnum	

Шпицберген

Зона, подзона
14 Craspedites taimyrensis
Craspedites okensis
11 Praechetaites exoticus
9 Laugeites groenlandicus
Crendonites anguinus 8
Dorsoplanites maximus
6 Dorsoplanites ilovaiskii
Pavlovia communis
Pavlovia rugosa 5
?
Слои с Paravirgatites

Восточная Гренландия

Зона, подзона	*"Фауна"*
Слоои с Chetaites chetae 15	
14 ? *Слои с Subcraspedites sowerbyi*	
Слои с Praechetaites tenuicostatus	
10 Epilaugeites vogulicus	
9 Laugeites groenlandicus	*L.lambecki* 47 *L.groenlandicus*
Crendonites anguinus 8	46 *C.anguinus* 8 45 *P.*aff.*subgorei*
7 Epipallasiceras pseudapertum	44 *D.intermissus* 43 *P.groenlandica* 42 *E.pseudapertum* 41 *E.acutifurcatum*
Dorsoplanites gracilis	6 38-40
Dorsoplanites liostracus	36-37 *D.liostracus, D.gracilis*
Pavlovia communis	34-35 *P.varioc.,P.communis*
Pavlovia rugosa	33 *P.rugosa*
5 Pavlovia iatriensis	32 *P.iatriensis*
Dorsoplanites primus	31 *D.primus*
Pectinatites pectinatus	30 *Paravirgatites sp.B* 29 *Paravirgatites sp.A* 28 *P.eastlecottensis* 27 *P.groenlandicus* 4
Pect.hudlestoni	26 *P.cf.abbreviatus*
3 Pectinatites wheatleyensis	25 *Sphinctoceras sp.*
Pectinatites elegans	24 *P. elegans* 1

Англия, С.Франция, Северное море

Зона, подзона	ЯРУС
15 Volgidiscus lamplughi	ПОРТЛАНДСКИЙ
14	
13 Subcraspedites preplicomphalus	
11	
Subcraspedites primitivus	
?Paracraspedites oppressus 10	
Titanites anguiformis	
Kerberites kerberus	
8 Galbanites okusensis	
7 Glaucolithites glaucolithus	
7 Progalbanites albani	
Virgatopavlovia fittoni	БОЛОНСКИЙ
Pavlovia rotunda	
5 Pavlovia pallasioides	
Pectinatites pectinatus 4	
Pect.hudlestoni	
Pectinatites wheatleyensis 3	
Pectinatites scitulus	
Pectinatites elegans 1	

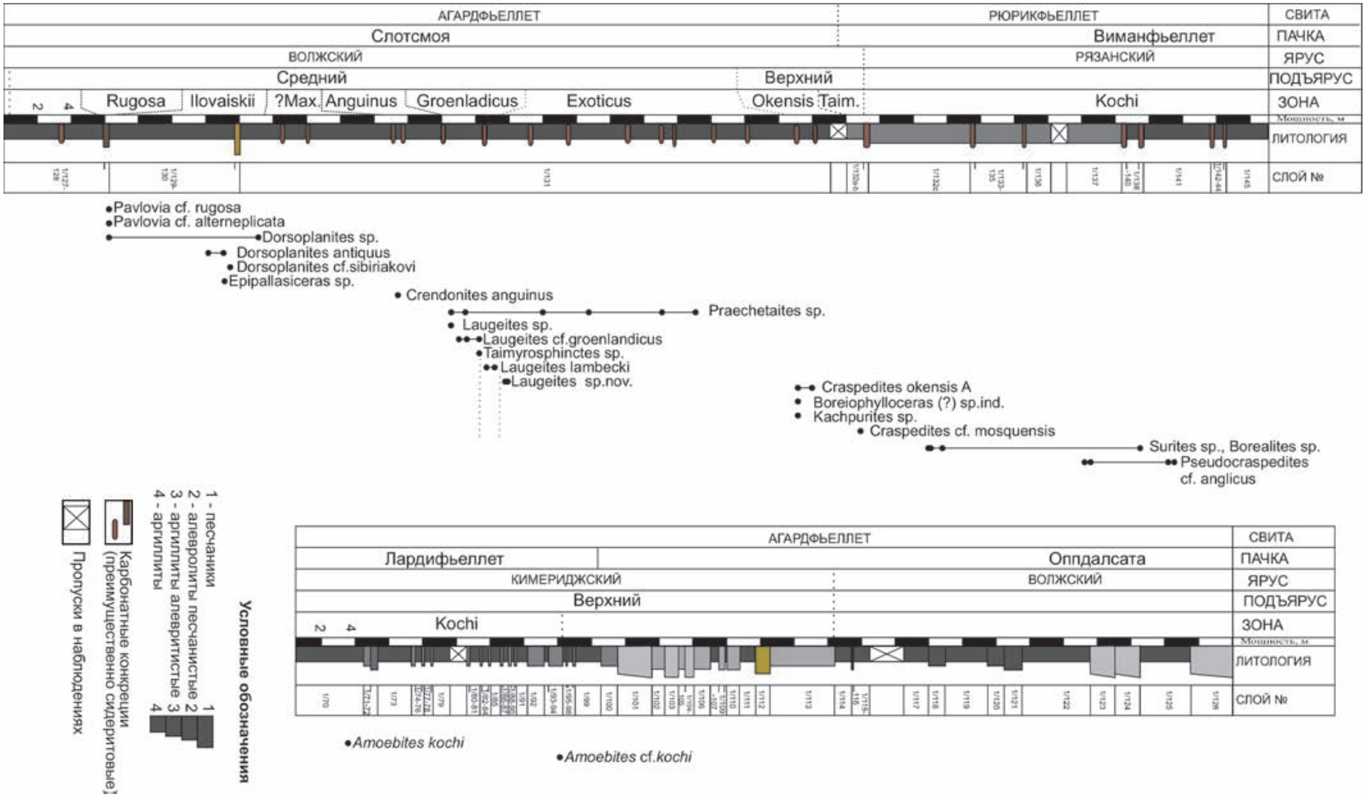


Рис.5. Распределение аммонитов и биостратиграфическое расчленение разреза верхней юры-низов мела м.Фестнинген (Шпицберген)

волжский ярус, он охарактеризован в Арктике только бореальными и океаническими аммонитами, и его сопоставление с тетическим берриасским ярусом затруднено. Используемая в настоящее время зональная шкала рязанского яруса Арктики основана на последовательности краспедитид *(Граница..., 1972; Захаров и др., 1997; Барабошкин, 2004).*

Детальное изучение непрерывного разреза пограничных отложений юры и мела на п-ве Нордвик показало, что для нижней части зоны *Hectoroceras kochi* также характерно присутствие океанических *«Lytoceras», Bochianites, Boreiophylloceras (Захаров, Рогов, 2008 а; Рогов, Игольников, 2009).* Филлоцератиды, относящиеся к роду *Boreiophylloceras*, также были обнаружены в значительном количестве в кровле рязанского яруса бассейне р. Попигай, а в нижнем течении о. Лены (Чекуровская антиклиналь) на этом уровне также присутствуют гигантские литоцератиды, чей диаметр может превышать 40 см.

Нижнюю часть рязанского яруса Шпицбергена нами предложено относить к зоне *Hectoroceras kochi*, предлагаемой вместо используемой ранее зоны *Riasanites rjasanensis* или слоев с *Surites sp.* и *Subcraspedites (Borealites) suprasubditus (Rogov, Guzhikov, 2009).* Это связано с тем, что выделение зоны Rjasanensis основано на единственном упоминании находки рязанитесов, не подтвержденном впоследствии, а слои с *Surites sp. и Subcraspedites (Borealites) suprasubditus (Шульгина, Бурдыкина, 1992)* характеризуются комплексом окаменелостей, типичным для зоны Kochi, таким как *Pseudocraspedites cf. anglicus (Shulg.)* и *Hectoroceras.* Скорее всего, к этой же зоне, по крайней мере частично, относятся слои Миклегардфьеллет, в средней части которых М.Д. Бурдыкиной был обнаружен *Borealites (Басов и др., 1997).*

Валанжинский ярус

Валанжинский ярус, как правило, представлен в Арктике более грубозернистыми отложениями, чем рязанский ярус, и менее широко распространен, что связано как с обмелением эпиконтинентальных бассейнов в это время, так и с широким развитием континентальных фаций. Бореальная зональная шкала валанжина надежно скоррелирована с тетической благодаря в первую очередь находкам редких бореальных полиптихитид в разрезах Западной Европы. Исключение составляет только пограничный интервал валанжина и готерива, где прямая корреляция на биостратиграфической основе невозможна. По мнению Е.Ю. Барабошкина с соавторами (2006) зону *Homolsomites bojarkensis*, традиционно относимую к нижнему готериву, следует включить в верхний валанжин. В региональных шкалах по Сибири это предложение пока не получило отражения.

Новые данные по валанжину о-ва Столбовой (Новосибирские острова) позволили установить там по бухиям присутствие рязанского яруса и нижнего валанжина *(Захаров, Кузьмичев, 2008; Кузьмичев и др., 2009).* Широко распространенные в валанжине Арктики гетероморфные аммониты, относящиеся к роду *Bochianites*, принадлежат двум разным по филолиниям *(Рогов, Игольников, 2009).* В рязанском ярусе (зона Kochi) на севере Сибири появляются бохианитесы, проникавшие в Арктику из Палеопацифики. Их потомки продолжали существовать на севере Сибири вплоть до средней части позднего валанжина. В то же время в западном секторе Арктики (Восточная Гренландия, шельф Баренцева моря, бассейн Печоры) бохианитесы, близкие к тетиическим *B. neocomiensis*, обитали только в раннем валанжине. Они, по всей видимости, иммигрировали в Арктику через пролив Рокколл. Широкое распространение океанических аммоноидей в валанжине Арктики (филло- и литоцератид, а также бохианитесов) однозначно свидетельствует о существовании в это время устойчивых связей Палеоарктики с мировым океаном.

Готеривский ярус

Морские отложения готерививского возраста в Арктике развиты незначительно, присутствуя (за исключением зоны *Bojarkensis*) только на Северо-Востоке, в Западной Сибири и на Шпицбергене. В основании готерива после значительного перерыва в находках (последние известны из келловея) в Арктике появляются прослои глендонитовых конкреций. Они обнаружены на севере Сибири, на п-ве Нордвик (в зоне *Bojarkensis*) и на Шпицбергене; в последнем случае их точный возраст не ясен. В Сибири и на восточном склоне Приполярного Урала в морских отложениях готерив представлен двумя аммонитовыми зонами: *Homolsomites bojarkensis* и *Speetoniceras versicolor*. Обе зоны отнесены к нижнему готериву, хотя последняя в Восточной Европе помещается в основании верхнего готерива *(Москвин, 1987)*. Единственным объяснением этому может служить тот факт, что в непрерывном разрезе готерива на р. Ятрии (Приполярный Урал) слои со *Speetoniceras* залегают непосредственно на слоях с Homolsomites *(Гольберт и др., 1972)*. Аммониты рода *Speetoniceras* в западно–североевропейских разрезах появляются чуть ниже подошвы верхнего готерива, которая проводится в основании бореальной зоны *Aegocrioceras spp. (Mutterlose, 1996)*. Если принять во внимание, что положение зоны Homolsomites bojarkensis в бореальном готериве остается недоказанным, то объем бореального нижнего готерива в Сибири в настоящее время невозможно установить *(Шульгина, 1985)*. В пределах зоны *Bojarkensis* по фораминиферам на севере Средней Сибири выделены слои с *Cribrostomoides concavoides (Маринов, Захаров, 2002)*. Отложения выше слоев со Speetoniceras на всей территории Сибири представлены континентальными образованиями *(Сакс и др., 1963; Москвин, 1987)*. Поскольку единственным биостратиграфическим методом при решении стратиграфических задач толщ континентального генезиса является палиностратиграфический, то точность датировок определения геологического возраста отложений резко снижается. Поэтому верхнеготеривские отложения нередко объединяются с барремскими на основании единства палинокомплекса.

Следует отметить присутствие в самых верхах готерива Шпицбергена многочисленных глендонитовых конкреций, которые ранее в верхнем готериве не отмечались.

Барремский ярус

На большей части территории Арктики баррем представлен континентальными отложениями. До настоящего времени не найдено фаунистических остатков, достоверно указывающих на их барремский возраст, что не позволяет выделить «эталонный» разрез. Таким образом, обоснование барремского возраста отложений основывается, главным образом, на положении толщ в разрезе и сопоставлении спорово-пыльцевого комплекса с палинокомплексами (ПК) из фаунистически охарактеризованных отложений Русской платформы, Кавказа и других регионов.

В региональной стратиграфической схеме *(Решения..., 1991)* верхнему готериву и баррему соответствует СПК IV. Л.Г. Маркова (1971) выделила шесть типов готерив-барремских комплексов для шести регионов Западной Сибири, различающихся количественным участием различных групп растительных микрофоссилий. В барреме значительным разнообразием и количеством отличаются также ребристые споры схизейных *(Appendicisporites, Cicatricosisporites)*.

Л.В. Ровнина отмечает в отдельных интервалах баррема повышенное содержание *Aequitriradites и Klukisporites (Ровнина и др., 1978)*

Аптский ярус

В Западной Сибири аптский ярус представлен преимущественно континентальными отложениями, поэтому основным биостратиграфическим методом для расчленения и корреляции этих осадков является палинологический. Лишь на территории Северного Зауралья известен морской апт. Он установлен в верхней части леушинской, кошайской и, частично, викуловской свит. Здесь найдены фораминиферы *(Булатова, 1976)*.

Лишь в верхней части викуловской свиты в серых алевритах с мелкими прослойками темных глин найден аммонит, который идентифицирован как *?Pseudosaynella sp.ind.* и двустворки: *?Nuculoma sp. ind., Arctica sp. (Захаров и др., 2000)*. По быстро нарастающим оборотам образец напоминает *Pseudosaynella* из верхнего апта Южного Арканзаса (США) *(Imlay, 1945)*, а по размерам – *Cleoniceras (Neosaynella)? whittingtoni Imlay (Imlay, 1961),* из нижнего(?) альба Северной Аляски.

Обзор публикаций, касающихся палинологической характеристики апт-альбских отложений Сибири и Дальнего Востока выполнен А.Ф. Хлоновой (1974).

На Шпицбергене в разрезе м. Фестнинген в зоне Arcticum среднего апта в ходе полевых работ 2006 года были найдены мелкие глендонитовые конкреции.

Альбский ярус в морских фациях широко распространен на территории Арктики – он присутствует на Шпицбергене, Корякии и Западной Сибири. В Западной Сибири альб установлен по находкам аммонитов *Arcthoplites (Subarcthoplites), Cleoniceras* и *Pseudopulchellia* и иноцерамов *Inoceramus anglicus Woods (Захаров и др., 2000)*. Выявленная последовательность этих моллюсков в разрезах ханты-мансийской свиты позволила выделить 3 слоя: с *Arcthoplites (Subarcthoplites)* и *Cleoniceras cf. bicurvatoides* (нижний альб), *Pseudopulchellia* и *Inoceramus anglicus* (средний альб), с *Inoceramus anglicus* (средний–?верхний альб). Приведенные заключения о возрасте слоев нуждаются в пояснении. Так как среди моллюсков нет ни одного таксона, позволяющего прямо коррелировать разрезы Западной Сибири со стратотипами, эти заключения обсуждаются в статье *(Захаров и др., 2000*).

Поскольку к востоку от долготы г. Ханты-Мансийска морской альб переходит в континентальный, корреляционные биостратиграфические функции при датировке отложений берет на себя к палиностратиграфический метод. Палинокомплексы альбского возраста хорошо изучены на территории Западной Сибири. В стратиграфических схемах 2006 г. отражена однотипность состава спор и пыльцы наземных растений в альбских отложениях.

3.3.2. Верхний отдел

На севере Евразии в верхнемеловых морских отложениях выделены все ярусы геохронологической шкалы: сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский. Переходные слои между нижним и верхним мелом, по-видимому, повсюду в Сибири сложены породами континентального генезиса, поэтому подошва верхнемелового отдела (соответственно, нижняя граница сеноманского яруса) определяется достаточно условно. Сеноманский (верхний подъярус), туронский, коньякский и сантонский ярусы и их подъярусы довольно надежно устанавливаются по остаткам двустворчатых моллюсков семейства *Inoceramidae Heinz (Zakharov et al., 2002)*. Редкие находки аммонитов и белемнитов не противоречат заключениям о возрасте пород, полученным по иноцерамам. На огромной территории Западной Сибири морской верхний мел залегает под более молодыми осадками кайнозоя и квартера и вскрывается только скважинами. Естественные выходы известны лишь на Северном и Полярном Урале, а низовьях р. Енисей и басс. р. Пясины. К востоку от этих мест выходы породы морского генезиса известны лишь на р. Хете в пограничных между сантоном и кампаном слоях *(Хоментовский и др., 1999)*. Внутрирегиональная оперативная корреляция осуществляется по фораминиферам и диноцистам, по которым устанавливаются отдельные межрегиональные стратиграфические уровни *(Подобина, 1975; Лебедева, 2005)*.

Сеноманский ярус

На севере Сибири достоверно установлена лишь верхняя часть сеноманского яруса по находкам *Inoceramus (Inoceramus) pictus Sowerby* в разрезе на р. Нижняя Агапа *(Захаров и др., 1989)*. К.-А. Трегер *(Troeger, Kennedy, 1996)* отмечает, что первое появление *Inoceramus pictus pictus* почти совпадает с кровлей среднесеноманской аммонитовой зоны *Acanthoceras jukesbrownei*, которая характеризуется другим видом, *I. atlanticus Heinz*. Таким образом, зона *Inoceramus (Inoceramus) pictus* соответствует верхнему сеноману в западно-европейском понимании.

Единственный разрез верхнего сеномана на р. Нижняя Агапа сложен темно-серыми глинистыми алевритами, зеленовато-серыми и зелеными лептохлоритовыми мелкозернистыми песками, серыми биотурбированными алевритами и алевритовыми глинами, зеленовато-серыми лептохлоритовыми алевритами с фосфоритовыми желваками общей толщиной около 60 м., из которых почти 30 м. скрыто от наблюдений *(Захаров и др., 1989)*. Присутствие морского сеномана на севере Сибири ранее устанавливалось косвенно по определению *Inoceramus pictus* в куске песчаника из морены на р. Енисей южнее д. Воронцово (Прилучье) *(Бодылевский, Шульгина, 1958)*.

Для стратиграфии части сеноманских отложений континентального генезиса на территории Сибири определяющую роль играют СПК. Нередко сеноманский возраст уватской и верхней части покурской свит устанавливается по положению в разрезе между морскими ханты-мансийской и кузнецовской свитами.

Нижняя граница туронского яруса установлена в единственном разрезе переходных между сеноманом и туроном слоев на р. Нижняя Агапа по первой находке в разрезе *Inoceramus (Mytiloides) labiatus (Захаров и др., 1989)*. Подрод *Mytiloides* распространен географически исключительно широко и в разрезах верхнего мела северного полушария, его массовое появление отмечается практически с основания турона *(Birkelund et al., 1984)*. В массовом количестве *Mytiloides* фиксируется с уровня первого появления вида-индекса нижней зоны нижнего турона аммонита *Watinoceras devonense (Bengtson, 1996)*. Зона *I. (M.) labiatus* на севере Сибири соответствует по объему всему нижнему турону. Находка в верхней части непрерывного разреза на р. Нижняя *Агапа Inoceramus (Inoceramus) cf. cuvieri (Sow.)* позволяет говорить о наличии на севере Сибири нижней границы среднего турона (европейское деление). Положение нижней границы верхнего турона в разрезах на севере Сибири также не установлено, однако по иной причине. Стратиграфический интервал между кровлей нижнего турона и подошвой верхнего коньяка на севере Сибири заключает три биостратона: слои с *Inoceramus (Inoceramus) cf. cuvieri*, зоны *I. (I.) lamarcki* и *Volviceramus inaequivalves.* Слои с *Inoceramus (Inoceramus) cf. cuvier* по объему соответствуют приблизительно зоне *I. (I.) apicalis* на Руской платформе и в Польше *(Найдин, Морозов, 1986; Walaszcyk, 1992)* и комплексной зоне *Inoceramus cuvieri-I. apicalis* в разрезах Германии и Чехии *(Troeger, 1989)*. Зона *I. (I.) lamarcki* принимается нами в объеме одноименной зоны Центральной Европы, поскольку на севере Сибири, как и в Германии, эта зона перекрывается среднетуронской зоной *Volviceramus inaequivalvis*. На Восточно-Европейской платформе и в Польше зона *I. (I.) lamarcki* имеет больший стратиграфический объем, чем в Сибири, так как перекрывается верхнетуронской зоной *I. (I.) costellatus*. Этот вид пока не найден в северосибирских разрезах, поэтому зона Volviceramus inaequivalves принимается нами в объеме большей части среднего турона и всего верхнего. Связана ли такая ситуация с неполной изученностью северосибирского разреза или является следствием своеобразия (эндемичности) вышележащих комплексов иноцерамид – этот вопрос остается открытым.

Коньякские отложения на севере Сибири установлены (по иноцерамам) на двух площадях в Усть-Енисейском районе: по р. Янгода (левому притоку р. Пясины) и по правому берегу Енисейскоого залива, а также на р. Сыне (басс. р. Северная Сосьва) *(Захаров и др., 1989а)*. Коньякский ярус выходит на поверхность почти в полном объеме и представлен глинисто-алевритовыми породами, постепенно опесчанивающимися к кровле *(Захаров и др., 1989)*. Нижний коньяк устанавливается по находкам иноцерамов зоны Volviceramus subinvolutus и комплекса слоев с *Inoceramus (Inoceramus) schulginae (Efim.) – I. (I.) jangodaensis (Efim.)*. Верхний коньяк в изолированном выходе представлен мелкозернистыми песками и песчаными алевритами с многочисленными горизонтами конкреций сидеритового песчаника и фосфоритовыми желваками. По всей толще видимой мощностью 18 м. наблюдаются следы жизнедеятельности (биотурбация осадков) и седиментационных размывов. Суммарная мощность коньяка – 78 м. У пос. Воронцово на дневную поверхность выходят глинистые алевриты верхнего коньяка, содержащие комплекс зоны *Inoceramus (Haenleinia) russiensis*, мощностью 27,8 м. На р. Сыня слои с *Cremnoceramus waltersdorfensis (Andert)* представлены песчаниками мощностью 12 м.

В самом полном разрезе коньяка на р. Янгоде нижняя его граница устанавливается по первому совместному появлению Cremnoceramus inconstans *(Woods)* и *Volviceramus subinvolutus (Bodyl.)*. В верхней части северосибирской зоны *Volviceramus subinvolutus*, эквивалентной нижнему коньяку в российском понимании, нами выделены слои с *Inoceramus (Inoceramus) schulginae – I. (I.) jangodensis*. Верхний коньяк соответствует зоне *Inoceramus (Haenleinia) russiensis*. По совместным находкам *I. (H.) russiensis Nik.* и *I. (H.) percostatus Muell.* в разрезах на Русской платформе *(Пергамент, 1978)* и Западной Европе *(Troeger, 1989)* можно предположить, что северосибирская зона *Inoceramus (Haenleinia) russiensis* соответствует зонам *Volviceramus involutus* на Русской платформе, *V. involutus* и *I. subquadratus* в разрезах верхнего коньяка Польши *(Walaszczyk, 1992)* и *V. involutus, I. (Sphenoceramus?) subcardissoides* и *I. subquadratus* в разрезах среднего – верхнего коньяка Северо-Западной Европы *(Troeger, 1989)*. Косвенным свидетельством верхнеконьякского возраста по крайней мере, верхней части зоны I. (H.) russiensis является ее положение в разрезе непосредственно ниже сантонских слоев со *Sphenoceramus cardissoides (Goldfuss)*.

Сантонский ярус известен по иноцерамам в Усть-Енисейской и Хатангской впадинам и в басс. р. Северная Сосьва (Приполярный Урал). Узкий интервал разреза пограничных между сантоном и кампаном морских слоев обнажается на р. Хете (Хатангская впадина) *(Хоментовский и др., 1999)*.

Самый полный разрез сантона, представленный мелководно-морскими песчано-алевритовыми преимущественно рыхлыми породами, обогащенными лептохлоритом, с многочисленными седиментациоными перерывами, горизонтами фосфатных и песчаных конкреций и обильными следами жизнедеятельности беспозвоночных выходит на плато Сигирте-Надо (р. Танама, левый приток р. Енисей в его нижнем течении) *(Захаров и др., 1986)*. Суммарная видимая толщина сантонских отложений – 38 м. Главными индикаторами сантона явились находки иноцерамид рода *Sphenoceramus*. По видам этого рода *Sphenoceramus cardissoides* и *S. patootensis* в разрезе на р. Танама выделены две одноименные зоны, которые в соответствии с российскими представлениями занимают объем, соответственно, нижнего и верхнего сантона. Такое деление сантона не соответствует западноевропейским традициям, где сантон, как прежде, так и в соответствии с рекомендациями последнего Международного Брюссельского симпозиума (1995) рекомендовано расчленять на 3 подъяруса, а в качестве нижней зоны считать зону *Cladoceramus undulatoplicatus (Lamolda, Hancock, 1996)*. В настоящее время проблема точного стратиграфического положения первых находок *S. cardissoides* (ранее выделяемый в тех же выборках вид *S. pachti* сведен О.В. Хоментовским в синонимику *S. cardissoides*) на севере Сибири не слишком актуальна, поскольку пока неизвестны выходы непрерывных разрезов пограничных слоев: перерыв в наблюдениях между наиболее высокими слоями коньяка и самыми низкими слоями сантона составляет, вероятно, не менее 20 м *(Захаров и др., 1991; Sahagian et al., 1994)*. Таким образом, слои с первыми сфеноцерамами в разрезе на севере Сибири мы принимаем за сантонские.

Кампанский ярус в наиболее полном объеме известен только на севере Сибири на р. Танама – левом притоке р. Енисей в его низовьях *(Захаров и др., 1986)*. Другими районами являются: басс. р. Северная Сосьва (рр. Сыня, Лепля, Няис) на восточном склоне Приполярного Урала и басс. р. Хеты (рр. Романиха, Маймеча, Хета) на севере Восточной Сибири. Кампан также вскрыт скважинами в бассейнах рек Яковлевой, Большой и Малой Хеты, но выделяется здесь лишь по аналогии с разрезом Сигирте–Надо *(Сакс, Ронкина, 1957)*. Среди естественных выходов в басс. р. Северная Сосьва нет ни одного, вскрывающего непрерывный разрез между сантоном и кампаном. Кампан очень беден макроокаменелостями. Среди микроокаменелостей резко преобладают разнообразные диноцисты, по которым установлено два слоя: нижний – с *Isabelidinium spp.* и верхний – с *Chatangiella niiga*. Оба слоя хорошо коррелируются с двумя слоями, выделенными в кампане Нью-Джерси (Атлантическое побережье США) *(Ильина и др., 1994)*. На р. Танаме кампан представлен опоковидными темно-серыми глинами и глинистыми алевритами солпадаяхинской свиты, залегающими с резким глубоким размывом на песчано-глинистых, зеленовато-серых алевритах насоновской свиты верхнего сантона (зона *Sphenoceramus patootensis*). Суммарная мощность кампанской глинисто-алевритовой, довольно однородной толщи свыше 35 м. Учитывая сантонский возраст кровли алевритовой пачки на р. Танама, переходный сантон-кампанский возраст слоев со *S. patootensiformis* на р. Хете, а также очень сходную последовательность слоев с диноцистами в обоих разрезах, мы пришли к выводу о непрерывном разрезе между сантоном и кампаном на р. Хете и отсутствии значительного стратиграфического перерыва между этими ярусами на р. Танама *(Хоментовский и др., 1999)*. Из-за отсутствия иноцерамов и значимых моллюсков кампан пока не может быть разделен на подъярусы.

Маастрихтский ярус в морских фациях занимает небольшую площадь на севере Западной Сибири. Единственный разрез морского маастрихта вскрывается на возвышенности Сигирте-Надо на правом берегу р. Танама *(Захаров и др., 1986)*. Маастрихт сложен очень пестрыми, преимущественно рыхлыми породами песчаного состава суммарной мощностью 32 м. Макрофоссилии встречаются по всему разрезу. Наиболее часты гастроподы, аммониты *(Baculites)*, двустворки, крабы, фрагменты (позвонки, зубы) морских ящеров мозазавров. По всей толще характерны ходы пескожилов (высших раков?) – офиоморфы – косо или вертикально пронизывающие слои песка. Маастрихтский возраст отложений определен по часто встречающимся, хотя и неполным раковинам аммонита *Baculites ex gr. anceps Lam.* и двустворки *Tancredia americana (Meek)*, а также по появлению характерного комплекса пыльцы с *Aquilapollenites quadrilobus Rouse (Захаров и др., 1986; Захаров, Хоментовский, 1989; Ильина и др., 1994; Zakharov et al., 2002)*. Иноцерамы в маастрихте не были найдены.

4. Палеобиогеография

На протяжении всего мезозоя в северном полушарии существовала климатическая зональность. В приэкваториальной части находился тропический климатический пояс (биогеографическая надобласть Тетис-Панталасса) со среднегодовыми температурами 25–30°С. Ближе к северу, примерно до 45–50°с.ш. располагался субтропический пояс (Перитетис), а севернее этого пояса размещалась умеренно-теплый бореальный климатический пояс (Панбореальная биогеографическая надобласть). В приполярных областях преобладал климат умеренный до прохладного. Однако никаких ледовых покровов не существовало. Об этом свидетельствуют данные биогеографии и седиментологии. В высоких палеоширотах, помимо свойственных умеренным климатическим зонам животных и растений, обитали отдельные роды и виды, характерные для субтропических и даже тропических областей. Например, в осадках раннетриасовых морей на севере Сибири найдены тропические растения Pleuromeya, а на протяжении всего мезозоя в морях на территории севера Евразии, примыкавшей к северному географическому палеополюсу, совместно с бореальными (умеренно теплолюбивыми) периодически обитали субтетические (субтропические) и тетические (тропические) моллюски (аммониты и двустворчатые) *(Захаров и др., 1996; Захаров, Рогов, 2003; Zakharov, 1994)*.

Арктический регион по биогеографическим признакам: ареалам эндемичных таксонов и относительно низкому таксономическому разнообразию морских беспозвоночных уже в раннем триасе обосабливается в биохорему высокого ранга. Эта тенденция усиливается со временем. Ярким примером могут служить бореальные аммоноидеи, которые по родовому разнообразию в раннем и среднем триасе в 1.5–3 раза уступали тетическим, а в позднем – на порядок *(Дагис и др., 1979)*. Бореальная палеобиогеографическая область охватывала районы Северо-Восточной Азии, современных островов Арктики, Арктической Канады, Неваду и Британскую Колумбию. На протяжении всего триаса отмечаются сильные флуктуации биоты как в пределах Бореальной области, так и ее окраин. Тем не менее, уже в конце инда и отчетливо в оленеке происходит дифференциация морских беспозвоночных по обе стороны Арктического бассейна: североамериканской и восточноазиатской. В пределах арктической акватории и Северной Пацифики в течение триаса обособляются две биогеографические провинции: Сибирская и Канадская *(Дагис и др., 1979)*. Хотя южные границы Панбореальной надобласти *(Клец, 2008)* перемещались в широтном направлении, ее существование в течение триаса подтвердилось на основе изучения разных групп фауны: головоногих, двустворчатых моллюсков, брахиопод, конодонтов, фораминифер *(Константинов, 2008; Клец, 2008)*. Результаты биогеографического изучения моллюсков позволили обосновать присутствие Южноанюйского океана в пределах Арктики, как барьера в обмене моллюсками между Сибирской и Канадской провинциями *(Захаров и др., 2002)*.

В юрском периоде в пределах Панбореальной биогеографической надобласти уже с ранней юры (позднего плинсбаха) четко выделяется Арктическая биогеографическая область *(Сакс и др., 1971)*. Критериями ее выделения послужили обнаруженные в разрезах юрских отложений на северной окраине Евразии и островах Северного Ледовитого океана эндемичные таксоны моллюсков (аммонитов, белемнитов, двустворчатых, гастропод), брахиопод, простейших (фораминифер, радиолярий). Кроме того, перечисленные типы и классы беспозвоночных отличались в Арктике существенно более низким таксономическим разнообразием семейств и родов, чем представители тех же крупных единиц в более южных акваториях Панбореальной надобласти *(Захаров и др., 2003 б)*. В пределах Арктической области на основе закономерностей дифференциации биоты выделены провинции: Уральско-Гренландская, Северо-Уральская (с территорией Западной Сибири), Северо-Сибирская, Чукотско-Канадская *(Сакс и др., 1971)*. В более поздних работах тех же авторов число провинций и их площади варьируют у специалистов по разным группам фауны. Однако следует заметить, что характер географической дифференциации морских беспозвоночных коренным образом отличался от такового триасового периода. По таким ключевым группам, как аммониты, двустворки, фораминиферы, не установлены различия в составе биот североамериканских и североазиатских эпиконтинентальных бассейнов. Этот факт свидетельствует об отсутствии барьеров в перемещении фауны на пространствах Арктического бассейна. Следовательно, в юрском периоде нет оснований для реконструкции Южноанюйского «океана», пересекавшего Арктику в триасе. Остатки океани-

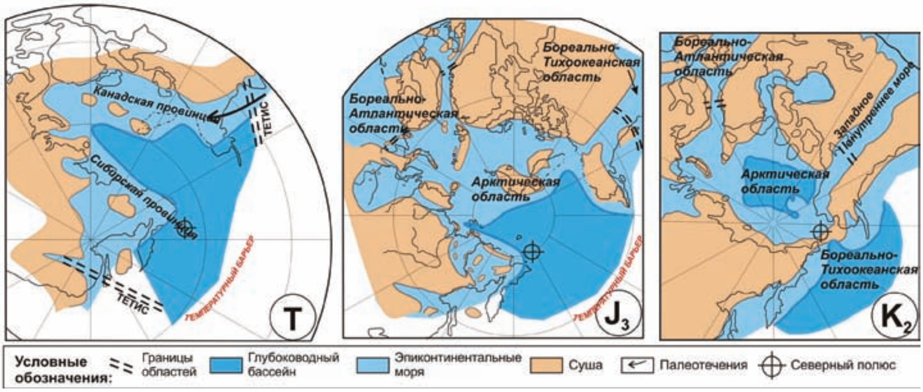


Рис. 6. Реконструкция Южно-Анюйского океана в триасе и юре и Амеразийского бассейна в позднем мелу по палеобиогеографическим данным (Захаров, 2005, с дополнениями).

ческой впадины сохранились, возможно, лишь в причукотской и приаляскинской площадях (рис. 6).

Результаты геологических исследований на Новосибирских островах, проведенные в течение МПГ 2007–2008, показали, что в западном направлении от этой глубоководной впадины в сторону современного моря Лаптевых в волжском веке и начале мелового периода проходили глубокие троги, заполнившиеся большим объемом терригенных осадков, вынесенных турбидитовыми потоками *(Кузьмичев и др., 2009)*. В соответствии с палинспастическими реконструкциями соединение Пацифики с арктическим бассейном прервалось в раннем мелу. Палеобиогеографические данные не противоречат этому заключению, хотя время закрытия морского прохода оценивается по-разному. Тектонисты, преимущественно, предполагают, что это случилось в апте-альбе, а палеонтологи – в конце готерива-барреме. Баррем является геократическим периодом в истории Арктики.

Вследствие панарктической регрессии баррема морской бассейн мелового периода начал формироваться лишь в позднем апте. В альбском веке морской бассейн, судя по распространению отложений этого времени, покрывал острова и материковые окраины североамериканского и азиатского континентов *(Ершова, 1983; Захаров и др., 2000)*. Альбские моллюски довольно однородны на всей этой территории, что не дает повода для биогеографического дробления Арктической провинции, которую выделил Х. Оуэн по географическим особенностям в распространении аммонитов *(Owen, 1984)*. В позднем мелу В.Н. Сакс (1976) предложил повысить ранг арктических акваторий до уровня области. Этот вывод основывался на таксономической бедности позднемеловой арктической фауны и отсутствии крупных групп морских беспозвоночных, населявших южные моря. Такой же аргумент приводят сторонники выделения Арктической биогеографической области в наши дни. Позднемеловая биота, населявшая эпиконтинентальные моря по периметру арктической акватории, была довольно однородной. Среди макрофоссилий этого возраста преобладают остатки моллюсков: двустворок, гастропод и, реже, аммонитов. Наиболее распространенной группой являются иноцерамы, представленные космополитными родами и видами *(Захаров и др., 2003 а, Zakharov et al., 2002)*. Биогеографическая дифференциация иноцерамид отсутствует, практически, по всем векам. В кампане и маастрихте остатки иноцерамов не обнаружены. Микрофитопланктон этого временного интервала, по-видимому, также не был дифференцирован на площади. Об этом свидетельствуют данные, полученные при анализе на микрофиотофоссилии керна скважины М0004А, пробуренной на хребте Ломоносова в 2004 г. В керне забоя этой скважины определены верхнемеловые (скорее всего сантон-кампанские) диноцисты, известные также на севере Западной Сибири *(Ким, Глезер, 2007; Backman et al., 2006; Zakharov et al., 2002)*. Свободному обмену фауной и флорой способствовали, безусловно, открытые водные пространства. Стабильное состояние основных характеристик среды поддерживали водные массы, сосредоточенные, скорее всего, на территории современной Канадской котловины.

5. Палеогеография

5.1. Бассейн океанического типа в Арктике

Ландшафтный план Арктики в мезозое существенно отличался от современного. Достаточно сказать, что определяющее влияние на климат Арктики

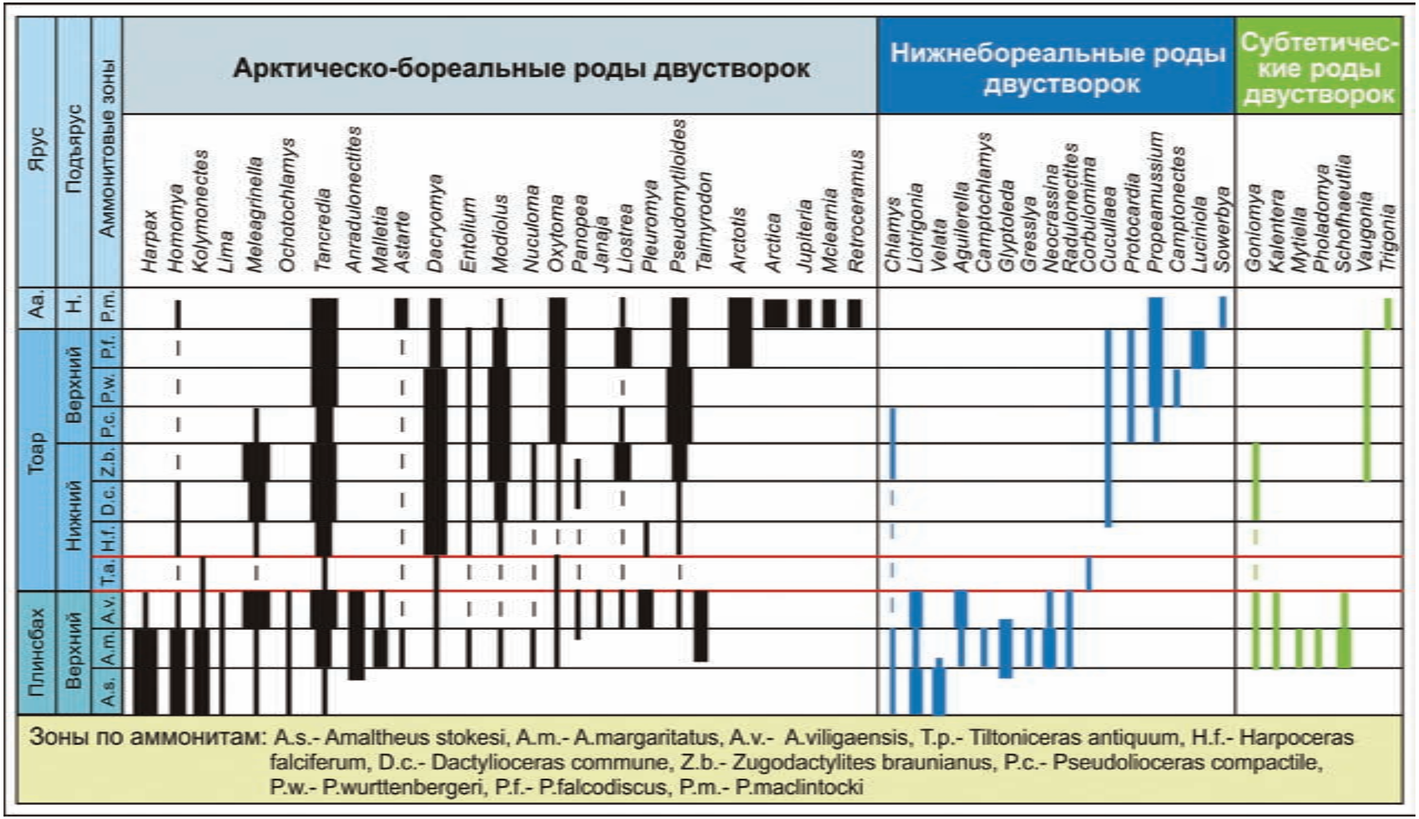


Рис. 7. Структура плинсбах-тоарского кризиса североазиатских комплексов двустворок (по: Захаров и др., 2006)

Мировой океан оказывал не со стороны Атлантики, как ныне, а Пацифики. В триасе и юре океанические водные массы проникали в Арктику именно со стороны Северной Пацифики. Восточная часть Арктики в раннем мезозое охватывала приполярное пространство к востоку от пол-ва Таймыр и р. Лены в Азии, территории к западу от устья р. Маккензи и Аляску в Северной Америке, а также Беринговоморский регион. В геологической интерпретации эта территория относится к Тихоокеанской геодинамической системе (мезозоиды Северо-Восточной Азии и Северной Америки). Седиментационные бассейны этой геосистемы прежде рассматривались как бассейны геосинклинального типа и характеризовались контрастными глубинами и широким проявлением вулканизма *(Палеогеография..., 1983)*. С позиций плитной тектоники складчатые системы Северо-Восточной Азии и Северной Америки сформировались в результате коллизии Евразийской и Североамериканской плит и многочисленных микроплит (террейнов), аккретировавшихся в течение юрского периода и начале мелового к Сибирскому кратону.

Оба сценария предполагают широкие связи Арктического бассейна с Северной Пацификой в триасовом, юрском и начале мелового периодов и постепенное сокращение обмена водными массами между этими акваториями к началу мела. Анализ закономерностей биогеографического распространения моллюсков в арктическом бассейне и на севере Пацифики позволяет более строго, а главное, более точно воссоздать динамику палеогеографических перестроек и флуктуаций климата этого региона в течение мезозоя *(Захаров, Шурыгин, 2009; Захаров и др., 2002, 2003 б, 2006)*.

В соответствии с геодинамической гипотезой бассейн океанического типа, известный как Южноанюйский «океан», получивший название по одноименной офиолитовой сутуре, проник на территорию современной Арктики в конце палеозоя со стороны Северной Пацифики (рис. 6). В течение триаса и юры «океан» неуклонно сокращался в размерах, сдвигаясь в сторону Пацифики и окончательно «захлопнулся» в раннем мелу, вероятно, в барреме. Постоянная связь Северной Палеопацифики и Арктического бассейна с этого времени прервалась.

В соответствии с геосинклинальной гипотезой бассейн океанического типа находился на месте котловин Канадской, Макарова и Подводников. Этот бассейн соединялся с Северной Пацификой несколькими глубокими морями-проливами *(Палеогеография..., 1983)*. Оба сценария согласуются с данными палеобиогеографии в юрском периоде. В триасе для объяснения различий в биоте Канадской и Сибирской провинций необходимо привлечение палинспастических реконструкций.

Морская биота восточно-арктических морей в триасе и ранней юре формировалась под существенным влиянием биоты Пацифики, хотя отдельные инвазии в ранней юре случались со стороны Северной Атлантики, по-видимому, благодаря открытым водам эпиконтинентальных морей по окраинам Северной Евразии. В средней юре биота развивалась автономно, а в поздней юре и раннем мелу в ее составе преобладали выходцы из Среднерусских морей. В позднем мелу в ассоциациях моллюсков – головоногих и двустворчатых – преобладали космополиты.

5.2. Палеоокеан или моря-проливы?

Состав и разнообразие морской биоты предполагает наличие на территории Арктики большого объема водной массы (бассейна океанического типа) в мезозое. Это означает, что главные факторы среды обитания морской биоты: соленость и температура – не испытывали резких колебаний в геологическом времени. В соответствии с концепцией плитной тектоники в триасовом периоде реконструируется Южноанюйский палеоокеан по протяжению офиолитовой сутуры, прослеженной вдоль северной окраины Восточной Сибири, на Чукотке и Аляске *(Зоненшайн, Кузьмин, 1992)*. В триасе палеокеан проникал в западном направлении до района Свальбарда и, по мнению Л. Зоненшайна, имел примерно такие же очертания в юрском периоде. В меловом периоде его сменил Амеразийский океан, начало раскрытия которого (спрединг дна моря) относится к раннему мелу, скорее всего, в постваланжинское время *(Embry, Dixon, 1994)*. На палеогеографических картах, реконструированных на основе геосинклинальной концепции, на территории Северо-Восточной Азии в разные этапы юрского периода показаны Алазейское море-залив и моря-проливы: Вилигинское, Джагдино-Амгунское, Северо-Восточное, Черского, Якутское *(Палеогеография..., 1983)*. Таким образом, обе палеогеографические реконструкции – как палинспастические, так и фиксистские – позволяют утверждать, что в юрском периоде между акваториями Северной Палеопацифики и Арктики существовали открытые связи и мог осуществляться прямой обмен значительными водными массами и, соответственно, морскими организмами. Это утверждение согласуется с палеобиогеографическими представлениями о постоянном существовании в арктических бассейнах разнообразной морской биоты *(Захаров и др., 2003 б; Шурыгин, 2005)*.

В соответствии с обоими вариантами палеогеографических реконструкций связи акваторий Северной Пацифики и Арктики в течение юры постепенно сокращались. По одним представлениям этот процесс был связан со сближением Восточно-Сибирской и Северо-Американской плит (в результате начавшегося еще в юре спрединга в Атлантике) и коллизией многочисленных террейнов, постепенно закрывавших Южноанюйский глубоководный желоб. Окончательный разрыв связи бассейнов произошел уже в раннем мелу, скорее всего, в барреме в результате движения Аляскинско-Чукотского блока. Как считают У. Хей и соавторы *(Hay et al., 1999)*, этот блок заполнил большую часть пространства между Северной Америкой и Северной Азией, но окончательно проход закрылся благодаря участию в ротации террейнов Центральной Аляски и части беринговоморского шельфа. Палеобиогеографический анализ позволил отвергнуть принятую в 80-х годах гипотезу о перемещении террейнов из тропических широт Палеопацифики к Восточно-Сибирскому кратону *(Захаров и др., 1996)*. Геосинклинальная гипотеза объясняет сокращение связей бассейнов Арктики и Северной Пацифики несколькими фазами складчатости, постепенно закрывавшими моря – проливы. Особенно существенное сокращение связей произошло в результате колымской фазы складчатости в конце средней юры – в келловее. Данные палеобиогеографии вполне укладываются в оба сценария. Таксономическое разнообразие морской биоты в ранней юре сокращается в направлении с востока на запад; биота средней юры характеризуется таксономической бедностью; в поздней юре и начале мелового периода таксономическое разнообразие возрастало во всех группах беспозвоночных, но уже под влиянием североатлантической биоты *(Палеогеография...,1983; Сакс и др., 1971)*. Постепенное сокращение таксономической общности арктической и северопацифической фауны в течение юры и неокома согласуется с поэтапным закрытием морского прохода между Североамериканской и Восточносибирской сушами. Этот процесс, вероятно, активизировался в самом конце валанжинского или начале готеривского веков, поскольку глубоководные троги, ответвлявшиеся от океанического залива Северной Пацифики в районе Новосибирских островов, существовали, по крайней мере, в раннем валанжине *(Захаров, Кузьмичев, 2008; Кузьмичев и др., 2009).*

6. Бореальный климат в мезозое

Мезозой был самой теплой эрой в фанерозойской истории Земли. В течение 180 млн. лет на нашей планете не было устойчивого ледяного покрова даже в приполярных областях. Тем не менее, существовала климатическая зональность и выявлены признаки флуктуаций поверхностного тепла и температуры вод бассейнов. Выяснение климатических процессов представляет не только фундаментальный научный интерес, но служит ключом для прогноза на поиски месторождений каустобиолитов.

6.1. Теплый палеоклимат Арктики

Территория Восточной Арктики в мезозое располагалась вблизи северного географического полюса, который в триасе и ранней юре находился близ Беринговоморской акватории, в течение юрского периода и начале мелового постепенно смещался в арктический бассейн. По крайней мере, со средины мелового периода географический полюс располагался в пределах Арктического морского бассейна. Это заключение основано на междисциплинарных данных: палеобиогеографии морских и наземных организмов, литологии, изотопной геохимии, палеомагнитных данных и компьютерном моделировании на основе модели общей циркуляции *(Сакс и др., 1971; Палеогеография...,1983; Захаров, Рогов, 2007; Pospelova et al., 1968; Sellwood., Valdes, 2008).* Таксономическое разнообразие во всех группах организмов падает в направлении с юга на север как в Бореально-Атлантической, так и Бореально-Тихоокеанской биогеографических областях. Этот факт установлен давно. В качестве примера приведем данные по моллюскам поздней юры – времени широкого распространения в Арктике наиболее теплых за весь юрский период вод. Так, в нижнебореальных (=суббореальных) бассейнах (Северо-Западноевропейское, Среднерусское, Тимано-Печорское, Западно-Сибирское моря) в ассоциациях кимериджских аммонитов наряду с высокобореальными *Cardioceratidae* обитали многочисленные и разнообразные суббореальные *Aulacostephaninae: Prorasenia, Rasenia, Zonovia, Aulacostephanus*, а в конце кимериджа – также субтетические *Aspidoceratidae (Aspidoceras)* и суббореальные *Sarmatisphinctes (Месежников, 1984; Захаров, Рогов, 2007).* К востоку от Урала разнообразие низкобореальных аммонитов несколько сокращается. В Северосибирских верхнеюрских разрезах в басс. р. Хеты не обнаружены *Prorasenia*, три из четырех подродов *Aulacostephanus*, включая типовой, *Gravesia, Aspidoceras.* В 500 км к востоку от в басс. р. Хеты в разрезе верхней юры на пол-ве Нордвик вообще не встречены *Aulacostephanidae*. В разрезе, за исключением океанических филло- и литоцератид, встречающихся на некоторых уровнях, остаются лишь несколько родов сем. *Cardioceratidae* и бореальные оппелииды *Suboxydiscites* (в оксфорде и кимеридже), *Dorsoplanitidae* и *Craspeditidae* (в волжском, рязанском и валанжинском ярусах) *(Захаров, Рогов, 2007).* Примерно такая же картина наблюдается среди двустворчатых моллюсков, хотя многие представители этой группы, помимо температуры, контролируются придонными обстановками. Так среди мелководноморских двустворок, обитавших в Среднерусском море оксфордского века, в направлении к северо-востоку (басс. р. Печоры) исчезают *Gryphaea* и *Plicatula*, а нижнебореальные *Neocrassina (Astartidae)*, населявшие позднеоксфордское Тимано-Печорское море, не обитали в Хатангском море. Оксфордские и кимериджские отложения Поволжья бедны бухиями, которые в изобилии встречаются северо-восточнее (басс. р. Печоры) и далее на восток составляют основной фон среди верхнеюрских окаменелостей на севере Сибири, образуя ближе к северному полюсу (восточнее Верхоянья), нередко, монородовые скопления в верхнеюрских отложениях *(Захаров, Рогов, 2007; Паракецов, Паракецова, 1989)*. Таким образом, на основе анализа ареалов аммонитов и двустворчатых моллюсков Северной Евразии позднеюрского времени показано, что родовое таксономическое разнообразие, в целом, падало в направлении палеоморей: Среднерусское и Тимано-Печорское – Северо-Западносибирское – Центрально-Хатангское – Восточно-Хатангское – Северо-Восточно-Азиатское. Сходная картина в течение всего юрского периода наблюдается и вдоль Тихоокеанского побережья Северной Азии. Анализ географических ареалов моллюсков показал, что бореальные представители аммонитов и двустворок занимали районы выше 55-го градуса северной широты, а редкие теплолюбивые таксоны проникали до 60-х градусов и севернее лишь на короткие интервалы времени *(Захаров и др., 1996)*.

Как правило, эпизоды бореально-тетических миграций были связаны с крупными флуктуациями температуры водной массы, которые, в свою очередь, являлись следствием эвстатических событий. Так, биотическая перестройка (рис. 7) на севере Восточной Сибири в начале тоара (конец ранней юры) была вызвана резким перепадом температур в переходное между плинсбахом и тоаром время. Большинство таксонов в короткий период конечноплинсбахского похолодания переместились на юг, а затем в течение тоара разнообразие биоты восстановилось *(Захаров и др., 2006; Шурыгин, 2005)*.

Следы раннетоарского высокого стояния уровня моря отмечены как в северном, так и южном полушарии. Некоторое возрастание таксономического разнообразия среди двустворок в мелководных отложениях на крайнем Северо-Востоке Азии наблюдается в кимеридже и волжском веке (до средневолжского времени). Оно, скорее всего, связано с бореальной трансгрессией, следы которой наблюдаются по всей Арктике. Однако в разрезах верхней юры Новосибирских островов, Чукотки, Корякии и прилегающих к Охотскому морю районах в верхнеюрских отложениях резко преобладают остатки бухий – любителей прохладных вод *(Захаров, 1981)*. Эти факты показывают, что реконструируемый географический полюс в юрское и начале мела действительно находился на площади с центром близ нынешнего Берингова пролива. Местоположение географического полюса в указанном пространстве, помимо биогеографических свидетельств, подтверждается анализом состава и размещения осадочных толщ. Если прослеживать состав осадочных толщ от Южного Приморья вдоль западного тихоокеанского побережья в направлении Берингова моря, то легко установить постепенное выпадение карбонатных отложений и замещение их терригенными и теригенно-туфогенными породами. К сожалению, кислородно-изотопные исследования биогенного карбоната до сих пор не выполнены на материале из разрезов крайнего Северо-Востока. По данным с территории севера Восточной Сибири, среднегодовые палеотемпературы вод Хатангского моря-пролива в поздней юре составляли от 12 до 15°С *(Берлин и др., 1970)*.

6.2. Флуктуации климата

В течение мезозоя постоянно происходили крупно- и мелкоамплитудные колебания наземного тепла и температуры вод морей и океанов. Наблюдения за изменением географических ареалов бореальных и тетических морских моллюсков во времени показали, что в течение мезозоя некоторые их рода периодически перемещались в направлении юг-север или, в обратном, север-юг. Чаще всего отмечаются проникновения отдельных тетических или субтетических таксонов на север, а бореальных – на юг, но иногда иммиграции носили массовый характер *(Захаров, Рогов, 2003; Rogov et al., 2009)*. «Глубина» проникновения теплолюбивых моллюсков по широте также различалась: от 5–7 до 20°С. Совместный анализ временных интервалов перемещения моллюсков и колебаний уровня моря (трансгрессивно-регрессивные кривые) показал совпадение в большинстве случаев моментов миграций и, вероятно, эвстатических подъемов уровня. В других случаях, расширение ареалов моллюсков довольно резонно объясняется физико-палеогеографическими перестройками *(Zakharov, Rogov, 2004)*. Как правило, имеются и седиментологические свидетельства изменения факторов среды, вызванные перемещения водных масс. Так, в юрском и меловом периодах некоторые субтетические рода беспозвоночных проникли в позднем оксфорде на север Тимано-Печорской области, в позднем кимеридже – на Приполярный Урал и в раннем маастрихте – до Широтного Приобья (Западная Сибирь), что сопровождалось повышением карбонатности пород, вмещающих эти окаменелости. Отсутствие теплолюбивых моллюсков в

Рис. 8. Глендонитовые конкреции в верхнем плинсбахе Анабарской губы (фото А. Ли, 2008)

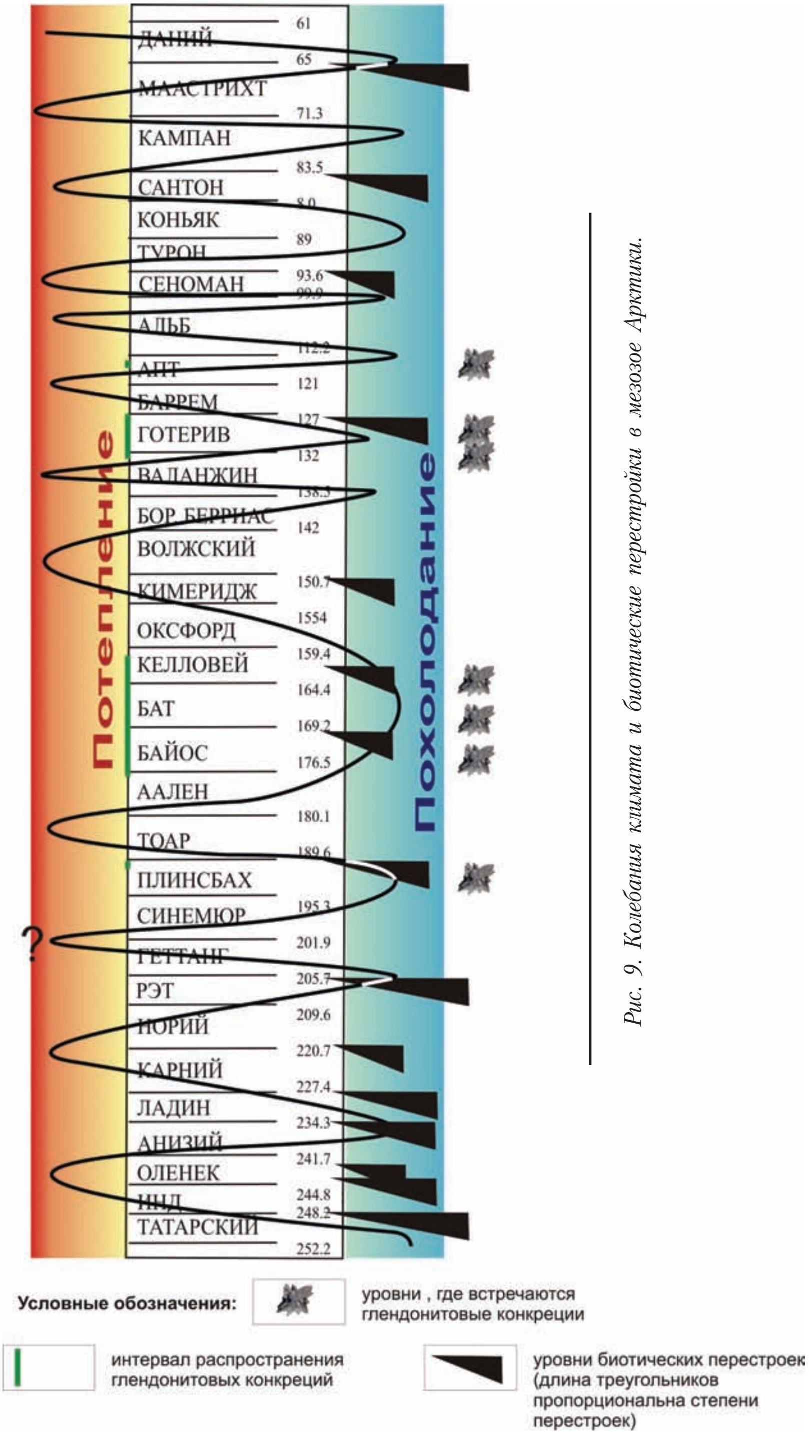


Рис. 9. Колебания климата и биотические перестройки в мезозое Арктики.

осадках совпадает с минералогическими свидетельствами холодноводности. Например, таксономическая бедность слоев с изобилием глендонитовых конкреций (беломорская рогулька, геннойши, рис. 8) на севере Сибири отмечается в позднем плинсбахе, в позднем аалене, байосе, бате, келловее и в самом раннем готериве, а на Шпицбергене – также в позднем готериве и среднем апте.

Совместный анализ динамики таксономического разнообразия мезозойских беспозвоночных средних и высоких широт, бореально-тетических перемещений моллюсков в направлении юг-север и север-юг, местоположения биогеографического бореально-тетического экотона, расширения и сужения площади карбонатной седиментации, местонахождений глендонитовых конкреций позволил наметить тренды тепла-холода в Панбореальной надобласти в течение мезозоя на территории Северной Евразии *(Захаров, 2002)*. Установлено всего 22 разнонаправленных тренда – 11 пар (рис. 9). Потепления в средних и

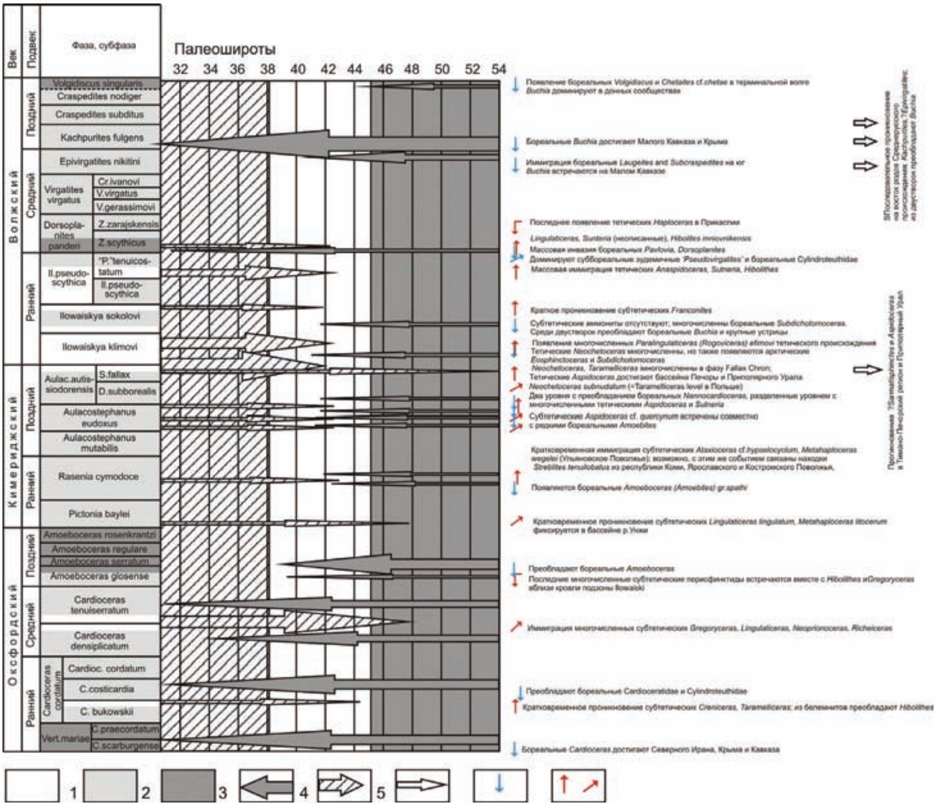


Рис.10. Характер иммиграций моллюсков в Среднерусском море в поздней юре (по Rogov et al., 2009, с изменениями). В колонке слева показаны уровни с преобладанием: 1 – субтетических моллюсков, 2 – суббореальных моллюсков и 3 – бореальных моллюсков; 4 – иммиграции в южном направлении, 5 – в северном направлении, 6 – в восточном направлении; 7, 8 – преобладающее направление перемещения таксонов

высоких широтах Евразийской части в мезозое Панбореальной надобласти отмечаются в следующие временные интервалы: оленекский; карнийский и норийский; тоарский; позднеюрский, рязанский, начальнопоздневаланжинский, раннеальбский; конечносеноманский – начальнотуронский, сантонский; конечнокампанский – ранне-среднемаастрихтский. Ситуация на границе геттанга-синемюра не совсем ясна, поскольку фактический материал по северо-востоку Азии довольно скудный. Следует еще раз отметить, что кривая на графике показывает лишь тенденции потепления-похолодания, а не абсолютные значения палеотемпературы.

На фоне выделенных крупных флуктуаций тепла происходили кратковременные, но иногда значительные колебания палеотемпературы. Так, в период биотической перестройки на границе плинсбаха и тоара фиксируется потепление в середине позднего плинсбаха, а затем довольно резкое падение палеотемпературы в терминальном плинсбахе – самом начале тоара *(Захаров и др., 2006)*. Если связывать кратковременные проникновения (перемещения) отдельных теплолюбивых таксонов морских моллюсков на север (до арктических широт), а холоднолюбивых – на юг до прежних субтропиков с колебаниями температуры морских вод, то следует допустить, что микрофлуктуации климата были довольно частыми (рис. 10).

Длительность кратковременных климатических колебаний в юре, по крайней мере для некоторых интервалов, может быть сравнима с фиксируемыми в четвертичном периоде. Наиболее хорошо такие колебания опознаются по быстрым изменениям ареалов моллюсков в экотонных зонах между надобластями *(Rogov et al., 2009, рис.10)*.

6.3. Климатические признаки биотических перестроек

Климатические причины привлекаются для объяснения глобальных массовых вымираний на границах мезозойских периодов. Считается, что во всех этих биотических перестройках существенная роль принадлежала относительно кратковременному изменению количества тепла в средних и высоких широтах. Вероятно, изменения тепла не были однонаправленными, а циклическими. Возможно, что на фоне похолодания перед вымиранием амплитуда колебаний тепла была довольно значительной. На примере бореального мезозоя такой сценарий можно предположить для биотических перестроек в пограничном интервале татарского и индского веков, карнийского и ладинского, плинсбахского и тоарского, кимериджского и волжского, готеривского и барремского, маастрихтского и датского. Палеонтологи часто объясняют сокращение ареала таксонов палеогеографическими перестройками. Совершенно очевидно, что ареалы распространения некоторых обреченных на вымирание морских мезозойских беспозвоночных сокращаются, начиная с высоких широт. Так, последние конодонты в Тетисе вымирают в рэте, а в Арктике они исчезают из разрезов уже в нории *(Клец, 2008)*, наиболее поздние иноцерамы найдены на территории Арктики в основании кампана *(Хоментовский и др., 1999)*, а последние найдены на границе маастрихта и дания в Испании, самые поздние белемниты известны в Арктике из сантона *(Захаров и др., 1986)*, в то время как идут споры в отношении переживания белемнитами маастрихт-датского рубежа.

7. Заключение

На основе анализа материалов, собранных в течение Полярного года (2007–2009 гг.) подготовлена детальная циркумарктическая корреляционная стратиграфическая схема для волжского яруса и нижней части нижнего мела, применение которой повысит эффективность работ при геологическом картировании и поисках полезных ископаемых. В частности, впервые доказано присутствие на о. Столбовой отложений временных аналогов нефтематеринской баженовской свиты Западной Сибири. Основное достоинство стратиграфической циркумполярной схемы — возможность оперативно провести панарктическую корреляцию мезозойских отложений при низких финансовых затратах. Эффективность схемы определяется ее высокой (зональной) детальностью и возможностью оценить последовательность геологических событий в Арктике на протяжении всего мезозоя.

По палеонтологическим данным реконструирована физико-географическая, гидрологическая и климатическая ситуация на территории Евразийской Арктики в мезозое (позднетриасовое время, юрский периоды и ранний мел). Проведена корреляция событий разной природы – биосферной, геодинамической, эвстатической и климатической.

Впервые получены принципиально новые данные, позволяющие утверждать, что практически весь верхневолжский подъярус должен быть включен в юрскую, а не в меловую систему, как это принято большинством специалистов в Западной Европе и закреплено решением Межведомственного стратиграфического комитета РФ. На основе магнито- и биостратиграфических данных для Международной подкомиссии по меловой системе рекомендован стратиграфический уровень основания меловой системы в отложениях бореального типа.

Значительно уточнена стратиграфия триаса о. Котельного, кимериджского и волжского ярусов верхней юры разреза о. Западный Шпицберген. Показано, что последовательность кимериджских и волжских фаунистических горизонтов очень близка к ранее выделенной в Восточной Гренландии. Проведена прямая корреляция разреза бухты Агард с разрезом верхневолжского подъяруса Северной Сибири (п-ов Нордвик). В результате лабораторных исследований установлено новое для науки эндемичное семейство радиолярий, детализированы зональные шкалы юрской системы по аммонитам, с помощью которых удалось сопоставить геологические и биологические события разной природы. Значительно изменены контуры глубоководной параокеанической впадины (Южноанюйский «океан») в районе Новосибирских островов.

Благодарности. В работах по проекту, помимо сотрудников ГИН РАН, принимали участие научные работники следующих организаций: Московского государственного университета им. М. Ломоносова (МГУ), Ярославского государственного педагогического университета им. К.Д. Ушинского, Саратовского государственного университета им. Н.Г. Чернышеского (СГУ), ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербургского Государственного Университета (СПбГУ), Института геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ СО РАН, Норвежского нефтяного директората. Представителям перечисленных учреждений авторы весьма признательны.

Исследования поддерживались Программами ОНЗ РАН 14 и Президиума РАН 16 (подраздел Программы: «История формирования бассейна Северного Ледовитого океана и режим современных природных процессов Арктики»), а гранта Президента МК-856.2008.5 и гранта РФФИ 09-05-00456.

Список литературы

Атлас моллюсков и фораминифер морских отложений верхней юры и неокома Западно-Сибирской нефтегазоносной области. Том I. Стратиграфический очерк. Моллюски. М.: Недра, 1990. 286 с.

Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность). Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.

Барабошкин Е.Ю. Нижнемеловой аммонитовый зональный стандарт Бореального пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 3. С. 44–68.

Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Ямпольская О.Б. Новые данные по стратиграфии пограничных отложений валанжина и готерива р. Ятрия (Приполярный Урал) // Палеонтология, биостратиграфия и палеогеография бореального мезозоя: Материалы науч. сес., г. Новосибирск, 26–28 апр., 2006 г. Новосибирск: «Гео», 2006. С. 64–66.

Басов В.А., Пчелина Т.М., Василенко Л.В., и др. Обоснование возраста границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. Сборник научных статей. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 35–48.

Берлин Т.С., Киприкова Е.Л., Найдин Д.П. и др. Некоторые проблемы палеотемпературного анализа (по рострам белемнитов) // Геология и геофизика. 1970. №4. С. 36–43.

Бодылевский В.И., Шульгина Н.И. Юрские и меловые фауны низовьев Енисея // Тр. НИИГА. 1958. Т. 93. С. 3–99.

Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР // Тр. ГИН АН СССР. 1991. Вып. 469. 125 с.

Булатова З.И. Стратиграфия апт-альбеких нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской равнины по фораминиферам // Тр. СНИИГГиМС. 1976. Вып. 209. 152 с.

Бычков Ю.М., Чехов А.Д. Находки триасовых тетических аммоноидей в Корякском нагорье // Докл. АН СССР. 1979. Т.245. №3. С. 676–678.

Гольберт А.В., Климова И.Г., Сакс В.Н. Опорный разрез неокома Западной Сибири в Приполярном Зауралье. Новосибирск: Наука, 1972. 184 с.

Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе. Новосибирск: Наука, 1972. 371 с.

Гуляев Д.Б. Инфразональная аммонитовая шкала верхнего бата-нижнего келловея Центральной России // Стратигр. Геол. корр. 2001. Т. 9. №1. С. 68–96.

Гуляев Д.Б. Эволюция и стратиграфическое значение среднеюрского бореального рода Paracadoceras (Cardioceratidae, Ammonoidea) // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. М.: ПИН РАН, 2009. С. 107–109.

Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука. 1979. 245 с.

Девятов В.П., Князев В.Г., Кутыгин Р.В. и др. Первая находка нижнеюрских аммонитов (Dactylioceras) в Западной Сибири // Доклады РАН. 2006. Т. 406. № 3. С. 346–349.

Егоров А.Ю., Богомолов Ю.А., Константинов А.Г., Курушин Н.И. Стратиграфия триасовых отложений о-ва Котельный (Новосибирские острова) // Бореальный триас. М.: Наука, 1987, с. 66–80.

Ермакова С.П. Зональный стандарт бореального нижнего триаса. М.: Наука, 2002. 109 с.

Ершова Е.С. Объяснительная записка к биостратиграфической схеме юрских и нижнемеловых отложений архипелага Шпицберген. Л., изд-во ПГО «Севморгеология», 1983. 88 с.

Ершова Е.С., Репин Ю.С. Тоарские и ааленские аммониты архипелага Шпицберген // Геология Шпицбергена: сборник научных трудов. Ленинград: ПГО «Севморгеология», 1983. С. 150–170.

Жамойда А.И., Прозоровская Е.Л. Постановление по уточнению положения границы юры и мела в бореальной области и статусу волжского яруса // Постановления Межвед. Стратигр. Комитета и его постоянных комиссий. 1997. Вып. 29. Санкт-Петербург: Изд. ВСЕГЕИ, 1997. С.5-7.

Захаров В.А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука. (Тр.ИГиГ СО РАН. Вып. 458).

1981. 271 с.

Захаров В.А. Климат Северо-Восточной Азии в мезозое (обзор) // Ахметьев М.А. и др. (отв. ред.) Сборник памяти Всеволода Андреевича Вахромеева. М.: Геос. 2002. С. 262–269.

Захаров В.А. В защиту волжского яруса // Стратигр. Геол. корреляция. 2003. №6. С. 60–69.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Зверев К.В. и др. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (разрез по р.Янгоде). Новосибирск: Изд-во ИГГ СО АН СССР, 1989 а. 70с.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Лебедева Н. К., Хоментовский О. В. Свидетельства эвстатики мирового океана в верхнем мелу на севере Сибири // Геология и геофизика. 1991. Т.31. №8. С. 8–14.

Захаров В.А., Бейзель А.Л., Похиалайнен В.П. Открытие морского сеномана на севере Сибири // Геол. и геофиз. 1989 б. №6. С. 10–13.

Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И. и др. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геол. и геофиз. 1997. Т. 38. № 5. С. 927–956.

Захаров В.А., Занин Ю.Н., Зверев К.В. и др. Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири. Усть-Енисейская впадина. Новосибирск. Изд. ИГГ СО АН СССР. 1986. 82с.

Захаров В.А., Ильина В.И., Меледина С.В. и др. Юрская система // Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой, кайнозой. Новосибирск, Наука, 1984 (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 595). С. 16–54.

Захаров В.А., Кузьмичев А.Б. Биостратиграфия верхней юры и нижнего мела о. Столбовой (Новосибирские острова) по бухиям // Дзюба О.С., Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. (отв. ред). Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы 4-го Всероссийского совещания. Новосибирск, изд. ГЕО СО РАН, 2008. С. 74–83.

Захаров В.А., Курушин Н.И., Похиалайнен В.П. Биогеографические критерии пагеодинамики террейнов Северо-Восточной Азии в мезозое // Геология и геофизика. 1996. Т.37. № 11. С. 3–25.

Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А. Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геология и геофизика. 2003 а. Т.44. №11. С. 109–1103.

Захаров В.А., Маринов В.А., Агалаков С.Е. Альбский ярус Западной Сибири // Геол. и геофиз. 2000. Т.41. № 6. С. 769–791.

Захаров В.А., Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. Палеобиохории юрских бореальных бассейнов // Геология и геофизика. 2003 б. Т. 44. № 7. С. 664–675.

Захаров В.А., Рогов М.А. Бореально-тетические миграции моллюсков на юрско-меловом рубеже и положение биогеографического экотона в северном полушарии // Стратигр. Геол. корр. 2003. Т. 11. №.2. С. 54–74.

Захаров В.А., Рогов М.А. Климатически обусловленная динамика ареалов моллюсков в пространстве и времени в течение поздней юры (оксфорд-кимеридж) высоких широт Северного полушария // В.А. Захаров (отв. ред.) Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Ярославль: изд. ЯГПУ. 2007. С. 75–77.

Захаров В.А., Рогов М.А. Верхневолжский подъярус на севере Восточной Сибири (п-ов Нордвик) и его панбореальная корреляция по аммонитам // Стратигр. Геолог. корр. 2008. Т. 16. №4. С. 81–94.

Захаров В.А., Рогов М.А. Волжский ярус должен остаться в юрской системе // Геология и геофизика. 2008б. Т. 49. №6. С. 541–546.

Захаров В.А., Рогов М.А. Юрская система // Постановления МСК и его постоянных комиссий. 2008 в. Вып. 38. С. 86–92.

Захаров В.А., Хлонова А.Ф. Меловая система // Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой, кайнозой. Новосибирск, Наука, 1984 (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.595). С. 54–79.

Захаров В.А., Хоментовский О.В. Новые данные по стратиграфии морского верхнего мела Усть-Енисейской впадины // В кн.: Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 176–184.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Восточная Арктика в юрском периоде: оценка палеогеографических и палеоклиматических реконструкций методами палеобиогеографии // в: Захаров В.А. (отв. ред.) Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов:

Издательский центр «Наука», 2009. С. 64–68.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л. Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 61–80.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И., и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т.43. №2. С. 155–181.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Меледина С.В. и др. Бореальный зональный стандарт юры: обсуждение новой версии // Захаров В.А., Рогов М.А., Дзюба О.С. (ред.) Материалы первого Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». М.: ГИН РАН, 2005. С. 89–96.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.

Ильина В.И., Кулькова И.А., Лебедева Н.К. Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск. Изд-во ОИГГМ СО РАН. 1994. С. 52–97. (Труды ОИГГМ СО РАН, вып. 818).

Каплан М.Е. Кальцитовые псевдоморфозы в юрских и нижнемеловых отложениях Восточной Сибири // Геол. и геофиз. 1978. №12. С. 62–70.

Ким Б.И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. №4. С. 63–83.

Киселев Д.Н. Зоны, подзоны и биогоризонты среднего келловея Центральной России // Спец. вып. трудов ЕГФ ЯГПУ. 2001. №1. 38 с.

Киселев Д.Н. Параллельная эволюция арктических и среднерусских *Paracadoceras (Cadoceratinae, Ammonoidea)* // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. М.: ПИН РАН, 2009. С. 41–46.

Клец Т.В. Палеозоогеографическое районирование триасовых морей по конодонтофоридам // Стратигр. геол. корр. 2008. Т. 16. №5. С. 15–36.

Князев В.Г. Аммониты и зональная стратиграфия нижнего оксфорда севера Сибири // Тр. И0413иГ СО АН СССР. 1975. Вып. 275. 139 с.

Князев В.Г., Девятов В.П., Кутыгин Р.В. и др. Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии. Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2003. 103 с.

Князев В.Г., Кутыгин Р.В. Древнейшие юрские аммониты севера Сибири (бассейн рек Оленек, Буур) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2004. Вып. 6–7. С. 145–155.

Князев В.Г., Кутыгин Р.Т., Мельник А.О. Биохронологическая шкала тоара-раннего байоса Северо-Востока Азии по харпоцератинам (Ammonoidea) // Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии. Санкт-Петербург, 2007. С. 77–91.

Князев В.Г., Кутыгин Р.В., Меледина С.В. Кадоцератины и зональная стратиграфия нижнего келловея севера Сибири // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. М.: ПИН РАН, 2009. С. 110–117.

Константинов А.Г. Разнообразие и этапность развития триасовых аммоноидей северо-востока Азии // Стратигр.геол.корр. 2008. Т.16. №5. С. 37–49.

Константинов А.Г., Соболев Е.С., Клец Т.В. Новые данные по фауне и биостратиграфии норийских отложений о. Котельного (Новосибирские острова). // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 27–39.

Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К. Новые данные по стратиграфии и формированию верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбового (Новосибирские острова) // Стратигр. Геол. корр. 2009. Т.17. №4. С. 47–66.

Курушин Н.И., Захаров В.А. Климат Северной Сибири в триасовом периоде // Бюл. МОИП, Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 2. С. 55–60.

Лебедева Н.К. Географическая дифференциация цист динофлагеллат в сеноманском и туронском веках (поздний мел) в Северном Полушарии // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии: Труды Международной палеоботанической конференции. М.: ГЕОС, 2005. Вып. 1. С. 188–197.

Лутиков О.А., Соболев Е.С., Соболев Н.Н. Стратиграфия пограничных верхнетриасовых и нижнеюрских отложений

Нордвикского района (север Средней Сибири) // в: Захаров В.А. (отв. ред.) Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 122–125.

Маринов В.А., Захаров В.А. Зоны по фораминиферам в бореальном берриасе, валанжине и нижнем готериве на севере Сибири (относительно глубоководные фации) // Стратигр. Геол. корр. 2001. Т.9. №1. С. 46–67.

Маркова Л.Г. Палинологическая характеристика отложений неокома северо-западной части Западной Сибири // Материалы по палинологии Западной Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1971. С. 34–42. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 117).

Меледина С.В. Бореальная средняя юра России // Тр. ИГиГ СО РАН. 1994. Вып. 819. 184 с.

Меледина С.В., Нальняева Т.И., Шурыгин Б.Н. Юра Енисей-Хатангского прогиба. Нордвикская зона, типовой разрез. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 128 с.

Меледина С. В., Нальняева Т. И., Шурыгин Б. Н. О сопоставлении зон верхнего байоса-бата Сибири с ярусным стандартом // Стратигр. Геол.корр. 2009. Т.17. №3. С. 63–69.

Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. Ааленский ярус (средняя юра) Восточной Сибири: зональное расчленение, характерные двустворки и аммониты // Новости палеонтологии и стратиграфии (Приложение к журналу «Геология и геофизика», т. 41). 2000. Вып. 2-3. С. 73–85.

Меледина С.В., Шурыгин Б.Н. Аммоноидеи и двустворчатые моллюски из верхнего плинсбаха Средней Сибири // Новости палеонтологии и стратиграфии (Приложение к журналу «Геология и геофизика», т. 42). 2001. Вып. 4. С. 35–47.

Меледина С.В., Шурыгин Б.Н., Злобина О.Н. и др. Чекуровская свита (бат-келловей) в стратотипе // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1991. Вып.769. С. 5–37.

Месежников М. С. Кимериджский и волжский ярусы севера СССР. Л.: Недра, 1984. 205 с.

Месежников М.С., Балабанова Т.Ф., Веренинова Т.А. и др. Палеогеография Севера СССР в юрском и меловом периодах // Тр. ВНИГРИ. 1971. Вып. 304. С 3–132.

Митта В.В. Аммониты и биостратиграфия нижнего келловея Русской платформы // Бюлл. КФ ВНИГНИ. №3. 2000. 144 с.

Митта В.В. Новые данные о возрасте подошвы рязанского яруса // Стратигр. Геол.корр. 2005. Т. 13. №5. С. 51–59.

Митта В.В. Верхний байос и нижний бат бассейна Печоры и бореально-тетическая корреляция // Стратигр. Геол. корр. 2009. Т. 17. № 1. С. 77–87.

Митта В.В., Барсков И.С., Грюндель Й. и др. Верхний байос и нижний бат в окрестностях Саратова // VM-Novitates. 2004. №12. 39 с.

Митта В.В., Сельцер В.Б. Первые находки *Arctocephalitinae (Ammonoidea)* в юре юго-востока Русской платформы и корреляция бореального батского яруса со стандартной шкалой // Тр. НИИ Геологии СГУ. Нов. сер. 2002. Т.Х. С. 12–39.

Митта В.В., Сельцер В.Б. Пограничные отложения байос—бата окрестностей Саратова: новые данные // в: Захаров В.А. (отв. ред.) Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 146–148.

Москвин М.М. (отв. ред.). Стратиграфия СССР. Меловая система. Полутом 2 М.: Недра, 1987. 326 с.

Найдин Д. П., Морозов Н. С. Верхний отдел // Стратиграфия СССР. Меловая система (полутом I). М.: Недра, 1986. С. 83–108.

Палеогеография севера СССР в юрском периоде // Тр. ИГиГ СО РАН. 1983. Вып. 573. 190 с.

Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.:, Недра, 1989. 298 с.

Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. М.: Наука, 1978. 212 с.

Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Рогов М.А. Магнитостратиграфические характеристики юрских отложений в разрезах Русской плиты — кандидатах в GSSP келловейского, оксфордского и титонского ярусов // в: Захаров В.А. (отв. ред.) Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов:

Издательский центр «Наука», 2009. С. 161–164.

Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Сельцер В.Б., Иванов А.В. Палеомагнитная характеристика нижнебатских отложений разреза «Сокурский тракт» (Саратов) // Недра Поволжья и Прикаспия. 2006. Вып.47. С. 46–55.

Подобина В.М. Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во Томского Университета, 1975. 163 с.

Полуботко И.В., Репин Ю.С. О выделении новой аммонитовой зоны в основании юрской системы // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. №6. С. 1394–1398.

Репин Ю.С. Новые данные по стратиграфии юры Печорской синеклизы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2005. Т. 80. Вып. 3. С. 17–25.

Репин Ю.С. Аммонитовая шкала Печорской юры // Бюлл. МОИП., отд.геол. 2007. Вып. 2. С. 24–31.

Репин Ю.С. Аммонитовая шкала верхнего плинсбаха Северо-Востока Азии // в: Захаров В.А. (отв. ред.) Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 183–186.

Репин Ю.С., Федорова А.А., Быстрова В.В. и др. Мезозой Баренцевоморского седиментационного бассейна // в: Киричкова А.В., Дмитриева Т.В. Стратиграфия и её роль в развитии нефтегазового комплекса России. СПб: ВНИГРИ, 2007. С. 112–161.

Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

Решения V Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1990 г. – Тюмень, 1991. 54 с.

Ровнина Л.В., Родионова М.К., Садовникова Т.К. и др. Комплексные исследования стратиграфии юры и нижнего мела Западной Сибири. М.: Наука, 1978. 138 с.

Рогов М.А., Гужиков А.Ю. Новые данные по био- и магнитостратиграфии верхневолжского подъяруса и границы юры и мела на Шпицбергене // в: Захаров В.А. (отв. ред.) Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 192–195.

Рогов М.А., Захаров В.А. Новые данные по биостратиграфии волжского яруса юрской системы Западного Шпицбергена // Новости МПГ 2007/08. №8. С. 11–13.

Рогов М.А., Игольников А.Е. Аммониты рода Bochianites из нижнего мела Панбореальной надобласти и их значение для палеобиогеографических реконструкций // Современные проблемы изучения головоногих моллюсков. Морфология, систематика, эволюция, экология и биостратиграфия. М.: ПИН РАН, 2009. С. 124–126.

Сакс В.Н. Некоторые аспекты геологического развития севера Евразии в мезозое (в связи с плитной тектоникой) // Геология и геофизика. 1976. №3. С. 3–11.

Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А. и др. Палеозоогеография морей бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1971. С. 179–211.

Сакс В.Н., Ронкина З.З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. М.: Госгеолтехиздат. 1957. 232 с. (Тр. НИИГА, т. 90).

Сакс В.Н., Ронкина З.З., Шульгина Н.И., Басов В.А., Бондаренко Н.М. Стратиграфия юрской и меловой системы севера СССР. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.

Сей И.И., Калачева Е.Д. Об инвазиях тетических аммонитов в бореальные позднеюрские бассейны востока СССР // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1983. Вып. 555. С. 61–72.

Сей И.И., Окунева Т.М., Зонова Т.Д. и др. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.

Соболев Е.С., Лутиков О.А., Басов В.А. и др. Стратиграфия пограничных отложений верхнего триаса и нижней юры Восточного Таймыра (север Средней Сибири) // в: Захаров В.А. (отв. ред.) Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 223–225.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Гео, 2000. 480 с.

Стратиграфия юрской системы севера СССР. М.: Наука, 1976. 436 с.

Хлонова А.Ф. Палинология меловых отложений Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1974. 166 с.

Хоментовский О.В., Захаров В.А., Лебедева Н.К., Воробьева О.И. Граница сантона и кампана на севере Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т.40. № 4. С. 512–529.

Хоша В., Прунер П., Захаров В.А. и др. Бореально-тетическая корреляция пограничного юрско-мелового интервала по магнито- и биостратиграфическим данным // Стратигр. Геол. корр. 2007. Т. 15. №3. С. 63–76.

Черкесов О.В., Бурдыкина М.Д. Описание новых находок аммонитов с Новой Земли // Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Ленинград: 1979. С. 43–66.

Шульгина Н.И. Бореальные бассейны на рубеже юры и мела // Тр. ВНИИОкеангеология. 1985. Т.193. Л.: Недра. С. 3–161.

Шульгина Н.И., Бурдыкина М.Д. Биостратиграфические схемы юры и нижнего мела шельфов Баренцевого, Норвежского и Северного морей // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Книга 1. Материалы чтений памяти В.Н. Сакса. СПб: ВНИИОкеангеология, 1992. С. 106–114.

Шурыгин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия нижней и средней юры Сибири по двустворчатым моллюскам. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2005. 154 с.

Aleynikov A.N., Meledina S.V. Ammonite biostratigraphy of the Middle and Upper Oxfordian in East Taimyr, East Siberia // Acta geol. Pol. 1993. V.43. no. 3–4. P. 183–192.

Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Proceedings of the integrated ocean drilling program. V.302. 2006. 169 p.

Bengtson P. The Turonian stage and substage boundaries // Bull. Inst. Royal Sc. Natur. 1996. Vol.66. Suppl. P.67-79.

Birkelund T., Hancock J.M., Hart M.B. et al. Cretaceous stage boundaries – Proposals // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. Vol. 33. Part 1/2. P. 3–20.

Callomon J.H. A review of the biostratigraphy of the post-Lower Bajocian Jurassic ammonites of the western and northern North America // Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper. 1984. no. 27. P. 143–174.

Callomon J.H. The evolution of the Jurassic ammonite family Cardioceratidae // Palaeontology. Spec. Papers. 1985. no. 35. P. 4–90.

Callomon J.H., Dietl G. Callovian Working Group // ISJS Newsletter. V. 34. no. 2. P. 14–17.

Contini D., Elmi R., Mouterde R., Rioult M. Aalenien // Cariou E., Hantzpergue P. (coord.) Biostratigraphie du Jurassique Ouest-Européen et Méditerranéen. Bull. Cenrte Rech. Elf Explor. Prod. 1997. Mém 17. P.37-40.

Embry A., Dixon J. The age of Amerasia Basin // In: Thurston D., Fujita K. (Eds.), 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins. U.S. Department of the Interior Minerals management Service Alaska Outer Continental Shelf Region, 2004. P. 289–294.

Gulyaev D.B., Kiselev D.N., Rogov M.A. Biostratigraphy of the Upper Boreal Bathonian and Callovian of the European Russia // in: Martire L. (ed.). 6th International Symposium on the Jurassic System, September 12-22 2002, Palermo. Abstracts and program. P. 81–82.

Hay W.W., DeContro R.M., Wold Ch. et al. Alternative global Cretaceous paleogeography // Geol. Soc. America. Special Pap. 1999. V. 332. P. 1–47

Hillebrandt A., Krystin L. On the oldest Jurassic ammonites of Europe (Northern Calcareous Alps, Austria) and their global significance // N. Jb. Geol. Paläont., Abhandl. 2009. Vol. 253. No. 2–3. P. 163–195.

Imlay R.W. Ammonites from the Dierks limestone of Southern Arkensas // J. Paleont. 1945. V. 19. no. 3. P. 277–281.

Imlay R.W. Characteristic Lower Cretaceous megafossils from Northern Alaska // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1961. No. 335. 74 p.

Imlay R.W. Late Jurassic ammonites from Alaska // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1981. 1190. P. 1–40.

Imlay R.W. Jones D.L. Ammonites from the Buchia Zones in Northwester California and Southwestern Oregon // US Geol. Surv., Prof. Paper. 1970. no. 647-B. 59 p.

Lamolda M.A., Hancock J.M. The santonian stage and substage // Bull. Inst.

Royal Sc. Natur. 1996. Vol. 66. Suppl. P. 95–102.

Mutterlose J. Hauterivian // Bull. Inst. Royal Sc. Natur. 1996. Vol. 66. Suppl. P. 19–24.

Nagy J., Berge S.H. Micropalaeontological evidence of brackish water conditions during deposition of the Knorringfjellet Formation, Late Triassic–Early Jurassic, Spitsbergen // Polar Research. 2008. V.27. P. 413–427.

Ogg J.G. The Jurassic Period // in: Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A (Eds). A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: University press, 2004. P. 307–343.

Owen H.G. Albian stage and substage boundaries // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1984. Vol. 33. Pt. 1/2. P. 183–189.

Pospelova G.A., Larionova G.Y., Anuchin A.V. Paleomagnetic investigations of Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary rocks of Siberia // Intern. Geol. Rev. 1968. V.10. P. 1108–1118.

Rogov M.A. On presence of Pectinatites in the two lowermost zones of the Volgian Stage of Subpolar Ural and its significance for biostratigraphy and paleobiogeography // 4th Symposium IGCP-506, University of Bristol, 4-8 July 2007. Bristol, 2007. P. 33–34.

Rogov M.A. Precise ammonite biostratigraphy through the Kimmeridgian-Volgian boundary beds in the Gorodischi section (Middle Volga area, Russia), and the base of the Volgian Stage in its type area // Volumina Jurassica. 2010. [in press]

Rogov M., Guzhikov A. Advances in bio- and magnetostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary beds of Svalbard // in: M.B.Hart (Ed.) 8th International Symposium on the Cretaceous System, University of Plymouth, September 5-12 2009. Abstracts volume. P. 87–88.

Rogov M., Wierzbowski A. The succession of the ammonites genus Amoeboceras in the Upper Oxfordian – Kimmeridgian of the Nordvik section in northern Siberia // Volumina Jurassica. 2009. V.VIII. [in press]

Rogov M., Zakharov V. Ammonite- and bivalve-based biostratigraphy and Panboreal correlation of the Volgian Stage // Science in China Series D, Earth Sciences. Vol. 52. no.12. P.1890-1909.

Rogov M., Zakharov V., Kiselev D. Molluscan immigrations via biogeographical ecotone of the Middle Russian Sea during the Jurassic // Volumina Jurassica. 2009. Vol. VI. P. 143–152.

Sahagian D. L., Beisel A. L., Zakharov V. A. Sequence stratigraphy enhancement of biostratigraphic correlation with application to the Upper Cretaceous of Northern Siberia: a potential tool for petroleum exploration // Internat. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 359–372.

Sellwood B.W., Valdes P.J. Jurassic climates // Proceedings of the Geologists' association. 2008. Vol. 119. P. 5–17.

Spath L.F. On ammonites from Spitzbergen // Geol. Mag. 1921. V. 58. P. 297–305, 347–356.

Spath L.F. Additional observations on the invertebrates (chiefly ammonites) of the Jurassic and Cretaceous of East Greenland. I. The Hectoroceras fauna of the S.W.Jameson Land // Medd. om Grønland. 1947. Bd.132. Nr. 3. 70 p.

Suan G., Rogov M.A., Baudin F. et al. Massive release of light carbon and rapid sea-level rise at the onset of the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event (Jurassic) // Geophysical Research Abstracts, Vol. 10, EGU2008-A-03389, 2008.

Suess E., Balzer W., Hesse K.F., Mueller P.J. et al. Calcium carbonate hexahydrate from organic-rich sediments of the Antarctic shelf: precursors of glendonites // Science 1982. Vol.216. P. 1128–1131.

Sykes R.M., Callomon J.H. The Amoeboceras zonation of the Boreal Upper Oxfordian // Palaeontology. 1979. V. 22. Pt. 4. P. 839–903.

Sykes R.M., Surlyk F. A revised ammonite zonation of the Boreal Oxfordian and its application in northest Greenland // Lethaia. 1976. V. 9. no.4. P. 421–436.

Troeger K. A. Problems of Upper Cretaceous inoceramid biostratigraphy and paleobiogeography in Europe and Western Asia // Cretaceous of the Western Tethys. Proc. 3rd Intern. Cret. Sym., Tubingen 1987. Stuttgart: Schweizerbart, 1989. P. 911–930.

Troeger K. A., Kennedy W.J. The Cenomanian stage // Bull. Inst. Royal Sc. Natur. 1996. Vol. 66. Suppl. P. 57–68

Walaszczyk I. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy // Acta Geologica Polonica. 1992. Vol. 42. no. 1-2. 123 p.

Wierzbowski A. Ammonites and stratigraphy of the Kimmeridgian at

Wimanfjellet, Sassenfjorden. Spitsbergen // Acta palaeontol. pol. 1989. V. 34. no. 4. P. 355–378.

Wierzbowski A., Smelror M. Ammonite succession in the Kimmeridgian of southwest Barents Sea, and the Amoeboceras zonation of the Boreal Kimmeridgian // Acta geol. Pol. 1993. V. 43. no. 3–4. P. 229–249.

Zakharov V. A. Climatic fluctuations and other events in the Mesozoic of the Sibirian Arctic // In: Thurston D., Fujita K. (Eds.), 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins. U.S. Department of the Interior Minerals management Service Alaska Outer Continental Shelf Region, 2004. P. 23–28.

Zakharov V.A., Lebedeva N.K., Khomentovsky O.V. Upper Cretaceous Inoceramid and Dinoflagellate cysts biostratigraphy of the Northern Siberia // Jozef Michalik (ed.) Tethyan/Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe. Bratislava. VEDA. Publ. House Slovak Ac. Sci. 2002. Pp. 137–172.

Zakharov V.A., Rogov M.A. The Boreal-Tethyan biogeographical ecotone in Europe during the Jurassic-Cretaceous transition based on molluscs // Revista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia. 2004. V.110. no.1. P. 339–344.

Zakharov V. A., Pruner P., Zak K. et al. Integrated stratigraphy and palaeoceanography of the J/K boundary interval in the Boreal-Arctic Realm: exemplified by the Nordvik section (N Siberia, Russia) (в печати)

Russian Arctic During the Mesozoic: Stratigraphy, Biogeography, Paleogeography, Paleoclimate

V.A. Zakharov, M.A. Rogov, N.Yu.Bragin.

Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia

Abstract

On the base of analysis of the material collected during the International Polar Year 2007-2008 and analisys of previously published data we provides renewed generalized view on Mesozoic geology of Arctic. Important corrections were added to current reconstructions of geographical, hydrological and climatic environments of the Eurasian part of Arctic during the Mesozoic (for Late Triassic, Jurassic and Early Cretaceous). New paleomagnetic and biostratigraphic results which permits to prove correlation of the bulk of Upper Volgian with Tithonian, has been obtained. Thus the Upper Volgian Substage should be ascribed to the Jurassic System but not to Cretaceous as accepted by many stratigraphers abroad and postulated by decision of Interdepartmental Stratigraphical Committee of Russia. Stratigraphical subdivision of the Kimmeridgian and Volgian Stages of the Western Spitsbergen has been significantly updated. We showed that succession of the Kimmeridgian and Volgian faunal horizons recognized at Svalbard is very close to those established in East Greenland. Upper Volgian Substage of the Agard Bay section (Western Spitsbergen) has been successfully correlated with Upper Volgian of the Northern Siberia (Nordvik section) by means of paleontological and paleomagnetic data. Ammonite-based zonal scales of the Jurassic System have been further detailed, thus provides more precise correlation between geological and biological events. Upper Volgian, Ryazanian and Lower Valanginian deposits were recognized at the sections of the Stolbovoi Island by means of the analysis of buchiid succession. Outline of the deep-water oceanic trough at the area of the New Siberian Islands for Late Jurassic and Earliest Cretaceous has been specified. On the base of the analysis of molluscan natural habitats and new data on glendonite record in the Jurassic and Lower Cretaceous sections of Arctic paleoclimate history for this region has been defined more exactly

Фитостратиграфические и палеоклиматические исследования неморского мела Новосибирских островов (острова Котельный и Новая Сибирь)

А.Б. Герман, Г.Н. Александрова, А.Б. Кузьмичев

1 – Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация

Изучены две среднемеловые флоры из терригенных и вулканокластических отложений Новосибирских островов в Российской Арктике. Альбская флора из балыктахской свиты о-ва Котельный включает 40 видов папоротников, беннеттитовых, цикадовых, гинкговых, чекановскиевых, хвойных и голосеменных неясного положения. Эта флора наиболее близка к альбской буор-кемюсской флоре, широко распространенной на севере Сибири и на Аляске и, в меньшей степени, к аптской силяпской флоре Сибири. K/Ar датирование четырех образцов игнимбритов из верхней подсвиты балыктахской свиты и перекрывающей ее тугуттахской толщи дало результат 110–107 (± 2.5) млн лет (ранний – средний альб). Однако палинологическое изучение нижнебалыктахской подсвиты и тугуттахской толщи показывает, что флора может быть древнее, в пределах позднего неокома. Туронская флора из деревянногорской свиты острова Новая Сибирь включает приблизительно 50 таксонов папоротников, гинкговых, хвойных и покрытосеменных. В этой флоре встречены как растения, обычные для раннего мела, так и таксоны, типичные для сеномана и сенона, что позволяет предположить туронский возраст флороносных отложений. Наши подсчеты по методу CLAMP параметров палеоклимата, в котором существовала новосибирская флора, показывают, что морфология растений отражает влажный климат с теплыми летними периодами и мягкими безморозными зимами: расчетная среднегодовая температура составляет +8.8°C, средняя температура наиблее теплого месяца +16.6°C, средняя температура наиболее холодного месяца +1.8°C и среднее количество осадков за вегетационный период 636 мм. Эти палеоклиматические параметры могут быть объяснены предположением, что на северный высокоширотный климат оказывал значительное влияние теплый Арктический бассейн. Аномально теплые температуры этого бассейна могли быть результатом перемещения тепла в северном направлении морскими водами в форме теплого течения, шедшего из низких палеоширот в Арктический бассейн по Западному внутреннему проливу Северной Америки.

Введение

Летом 1886 г. российская научная экспедиция открыла богатую ископаемую флору в угленосных отложениях Утеса деревянных гор на о-ве Новая Сибирь. Экспедицией, организованной Академией наук, руководил сотрудник станции Международного полярного года на Сагастыре в 1882–1884 гг. А.А. Бунге, его помощником был геолог барон Э.В. фон Толль *(Визе, 1948)*.

Рис. 1. Новосибирские острова. Квадратиками отмечено положение местонахождений ископаемых растений на о. Котельном и о. Новая Сибирь.

Мезозойские угленосные отложения, содержащие остатки растений, на о. Котельный в бассейне р. Балыктах были впервые обнаружены Э.В. Толлем и К.В. Воллосовичем во время Русской полярной экспедиции 1900–1902 гг. *(Спижарский, 1947)*. Коллекции, собранные Толлем и его попутчиками на этих островах, изучили И.В. Шмальгаузен *(Schmalhausen, 1890)*, описавший флору о. Новая Сибирь, и А.Г. Натгорст *(Nathorst, 1907)*, который опубиковал описание флоры о. Котельный. Первая из этих флор была датирована как третичная, а вторая – как юрская.

Позже угленосные отложения о-вов Котельный и Новая Сибирь (рис. 1) изучались несколькими советскими геологическими экспедициями. По сборам этих экспедиций ископаемая флора о. Котельный была вновь изучена Н.Д. Василевской *(1957, 1975, 1977; Непомилуев и др., 1979; Ефремова и др., 1987)*, а флора о. Новая Сибирь – Н.Д. Василевской (1958), И.Н. Свешниковой и Л.Ю. Буданцевым *(1969; Буданцев, 1983)*. Летом 1990 г. Г.В. Иваненко (ПГО «Аэрогеология») собрала на о. Новая Сибирь небольшую коллекцию растительных остатков, предварительные определения которых были сделаны А.Б. Германом *(Herman, 1994)*. Реконструкция палеоклимата, в котором существовала данная флора, обсуждалась в публикациях Германа и Р. Спайсера *(Herman, Spicer, 1996, 1997; Герман, 2004)*. В недавние годы Геологическим институтом РАН были организованы две экспедиции на о-ва Котельный и Новая Сибирь. П.А. Никольский и А.Э. Басилян передали нам коллекцию ископаемых растений, собранных ими в 2002 г. в отложениях Утеса деревянных гор на о-ве Новая Сибирь. Летом 2006 г. А.Б. Кузьмичев и Н.Ю. Брагин во время экспедиции, организованной в рамках Международного полярного года, собрали коллекцию растительных остатков из угленосных пород на р. Балыктах на о. Котельный. Определения макроостатков растений, спор и пыльцы из этой коллекции приводятся в статье А.Б. Кузьмичева и др. (2009).

Эти две ископаемые флоры, получившие названия балыктахская флора (о. Котельный) и новосибирская флора (о. Новая Сибирь), представляют значительный интерес в двух аспектах. Во-первых, ископаемые растения, их макроостатки, споры и пыльца – это единственные палеонтологические находки в неморских меловых угленосных толщах островов, и поэтому лишь они, наряду с немногочисленными еще данными изотопного датирования, используются для определения возраста указанных толщ и их корреляции с одновозрастными отложениями севера Сибири. Во-вторых, балыктахская и новосибирская флоры существовали в глубокой Арктике на палеошироте около 82-83° с.ш. *(Smith et al., 1981; Valdes, Spicer et al., 1999; Hay et al., 1999; http: // www.odsn.de/odsn/services/paleomap.html)* вблизи Северного полюса, во время глобально теплого климата мелового периода. Поскольку растения, как известно, являются хорошими индикаторами климатических параметров температуры и влажности, значение этих флор для реконструкции среднемелового климата Арктики трудно переоценить.

В настоящей статье суммированы данные о стратиграфическом положении, возрасте и систематическом составе балыктахской и новосибирской флор Новосибирских островов, а также палинокомплекса балыктахской свиты и тугуттахской толщи о. Котельного; приводится сделанная по палеоботаническим данным реконструкция количественных параметров палеоклимата среднемеловой Арктики.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 09-05-00107), Государственной программы поддержки исследований научных школ и молодых ученых Российской Федерации (грант НШ-4185.2008.5), Программы № 18 фундаментальных исследований Президиума РАН и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 14.

Материал

Изученные авторами коллекции растительных остатков хранятся в Геологическом институте (ГИН) РАН под номерами 4896 (о. Новая Сибирь, Утес деревянных гор, деревянногорская свита, сборы П.А. Никольского, 2002 г.) и 4897 (о. Котельный, балыктахская свита, сборы А.Б. Кузьмичева и Н.Ю. Брагина, 2006 г.). Помимо этих коллекций, для проведения CLAMP-анализа новосибирской флоры А.Б. Герман и Р.Э. Спайсер (Великобритания, Открытый университет) просмотрели следующие коллекции ископаемых растений из деревянногорской свиты о-ва Новая Сибирь: коллекция, собранная Э.В. Толлем в 1886 г., хранящаяся в ГИН РАН *(Schmalhausen, 1890)*; коллекция, собранная Г.В. Иваненко в 1990 г., хранящаяся в ГИН РАН *(Herman, 1994)*; коллекция Ботанического института (БИН) РАН № 951, г. Санкт-Петербург, сборы Р.К. Сиско и Г.Л. Рутилевского, 1960 г. *(Свешникова, Буданцев, 1969; Буданцев, 1983)*; коллекция БИН РАН № 966, сборы И.Н. Свешниковой и Л.Ю. Буданцева, 1961 г. *(Свешникова, Буданцев, 1969; Буданцев, 1983)*. Последняя коллекция является наиболее богатой и представительной и содержит почти все таксоны, известные в новосибирской флоре.

Остров Котельный

Остров Котельный (рис. 1) сложен дислоцированными платформенными отложениями, включающими все системы палеозоя (за исключением кембрийской) и мезозоя. По результатам среднемасштабной геологической съемки *(Непомилуев и др., 1979; Косько, Непомилуев, 1982; Косько и др., 1985)* меловые отложения на о. Котельном были объединены в балыктахскую свиту, разделенную на две подсвиты, причем отмечалось, что верхняя подсвита отличается от нижней присутствием вулканических пород. Позже кроме двух упомянутых подсвит толща переслаивания игнимбритов и угленосных пород, распространенная на правобережье р. Тугуттах, была выделена в самостоятельное стратиграфическое подразделение — тугуттахскую толщу *(Кузьмичев и др., 2009)*.

Сводная стратиграфическая колонка, отражающая общую последовательность меловых отложений о. Котельный, в том виде, как ее понимают авторы, изображена на рис. 2. На эту колонку вынесены номера образцов, по которым получены данные о возрасте пород: образцов K-Ar датирования игнимбритов, ископаемой флоры и палинологических. Таким образом, в настоящее время разрез меловых отложений острова подразделяется на три стратона *(Кузьмичев и др., 2009)*: (1) нижнюю подсвиту балыктахской свиты видимой мощностью 250 м, верхние горизонты подсвиты в стратотипе отсутствуют; (2) верхнюю подсвиту балыктахской свиты видимой мощностью около 180 м, взаимоотношения с вышележащими тугуттахскими слоями неизвестны; (3) тугуттахскую толщу видимой мощностью 260–300 м, подошва и кровля не обнажены. Общая суммарная мощность меловых отложений превышает 700 м. Они накапливались в континентальной обстановке и представляют собой преимущественно озерно-болотные и флювиальные образования. Весь разрез содержит прослои каменного угля мощностью до 25 м.

В верхней подсвите балыктахской свиты и в тугуттахской толще присутствуют вулканиты риолитового состава. Они представлены преимущественно игнибритами и пепловыми туфами, менее распространены кристаллокластические туфы, риолиты и апотуфовые монтмориллонитовые глины. K-Ar методом был определен возраст пяти образцов игнимбритовых стекол из пород верхней части верхней подсвиты балыктахской свиты и из тугуттахской толщи (рис. 2), составивший 110–107 (±2,5) млн. лет, что соответствует первой половине альба *(Кузьмичев и др., 2009)*. Возраст игнимбритов из верхов балыктахской свиты и из тугуттахской толщи оказался неразличимым по результатам K-Ar датирования. Следовательно, обе толщи накопились за сравнительно короткий интервал времени, длительность которого нельзя определить данным методом изотопного датирования. Суммарная мощность прослоев вулканогенных пород в составе мелового разреза составляет около 170 м.

Таблица 1. Систематический состав балыктахской и новосибирской флор; виды, отмеченные звездочкой, встречены в изученных авторами коллекциях.

Ископаемые растения	Балыктахская флора	Новосибирская флора
Polypodiopsida		
Asplenium dicksonianum Heer*		+
A. rigidum Vassilevskaya	+	
Hausmannia nansenii Budantsev et Sveshnikova		+
Birisia onychioides (Vassilevskaya et Kara-Mursa) Samylina	+	
Arctopteris cf. *kolymensis* Samylina*	+	
Arctopteris sp.	+	
Coniopteris cf. *nympharum* (Heer) Vachrameev	+	
C. saportana (Heer) Vachrameev*	+	
Cladophlebis meyerii (Heer) Vassilevskaya		+
Cladophlebis sp. 1	+	
Cladophlebis sp. 2*		+
Cladophlebis sp. 3*		+
Cladophlebis (?) sp.	+	
Lobifolia sp.	+	
Sphenopteris sp. cf. *Coniopteris compressa* Vassilevskaya*	+	
Sphenopteris sp.	+	
Ginkgoales		
Ginkgo ex gr. *adiantoides* (Unger) Heer		+
G. ex gr. *obrutschewii* Seward		+
G. ex gr. *pilifera* Samylina*		+
Ginkgoites ex gr. *sibirica* (Heer) Seward	+	
G. volnovii Vassilevskaya*	+	
Sphenobaiera flabellata Vassilevskaya	+	
Sphenobaiera longifolia (Pom.) Florin*	+	
Sphenobaiera sp.		+
Torellia sp.		+
Karkenia sp.*	+	
Leptostrobales		
Phoenicopsis ex gr. *angustifolia* Heer	+	
Ph. ex gr. *speciosa* Heer	+	
? *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer*	+	
Ixostrobus laxus Vassilevskaya	+	
Leptostrobus sp.	+	
Cycadales		
Ctenis (?) sp.	+	
Bennettitales		
Anomozamites arcticus Vassilevskaya	+	
Pinales		
Brachyphyllum (?) sp.	+	
Podozamites ex gr. *eichwaldii* Schimper	+	
P. latifolius (Schenk) Heer	+	
Podozamites sp.		+
Agathis tollii Schmalhausen		+
Cephalotaxopsis heterophylla Hollick*		+
Cedrus lopatinii Heer*		+
Pseudolarix schmalhausenii Sveshnikova et Budantsev		+

Таблица 1 (продолжение).

Ископаемые растения	Балыктахская флора	Новосибирская флора
Elatocladus aff. *manchurica* (Yok.) Yabe	+	
Florinia borealis Sveshnikova et Budantsev (?)	+	
Pityophyllum arcticum Vassilevskaya*	+	
P. ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nathorst*	+	+
P. ex gr. *staratschinii* (Heer) Nathorst*	+	+
Pityostrobus sp. 1	+	
Pityostrobus sp. 2*		+
Pityostrobus sp. 3*		+
Pityolepis tollii Nathorst*	+	
Pityolepis sp. 1		+
Pityolepis sp. 2		+
Pityospermum sp. 1	+	
Pityospermum sp. 2		+
Pityospermum sp. 3		+
Sequoia tenuifolia (Schmalhausen) Sveshnikova et Budantsev*		+
Protophyllocladus sp.*		+
Parataxodium neosibiricum Sveshnikova et Budantsev		+
P. ex gr. *neosibiricum* Sveshnikova et Budantsev*		+
Taiwania microphylla Sveshnikova		+
Tollia cunninghamoides Sveshnikova et Budantsev		+
T. ex gr. *cunninghamoides* Sveshnikova et Budantsev*		+
Libocedrus arctica Sveshnikova et Budantsev*		+
Thuja cretacea (Heer) Newberry		+
Pinophyta *incertae sedis*		
Desmiophyllum rigidum Vassilevskaya*	+	
Desmiophyllum sp. 1	+	
Desmiophyllum sp. 2*		+
Alatispermum malandinii Vassilevskaya	+	
Carpolithes sp. 1	+	
Carpolithes sp. 2	+	
Stenorachis sp.	+	
Magnoliales		
Trochodendroides arctica (Heer) Berry*		+
T. ex gr. *arctica* (Heer) Berry		+
T. smilacifolia (Newberry) Kryshtofovich		+
T. richardsonii (Heer) Kryshtofovich		+
Ettingshausenia sp.		+
Credneria (= *Arthollia*) sp.		+
Pseudoprotophyllum boreale (Dawson) Hollick*		+
P. giganteum Budantsev et Sveshnikova*		+
P. parvaefolium Budantsev et Sveshnikova		+
Pseudoprotophyllum sp. 1,		+
Pseudoprotophyllum sp. 2		+
“*Acer*” *quercifolium* (Hollick) Baikovskaya		+
Hedera gracile Budantsev et Sveshnikova		+
Zizyphoides varietas (Hollick) Budantsev		+
Z. smilacifolia Budantsev		+
Cissites sp. cf. *Dalembia comparabilis* (Hollick) Lebedev et Herman		+
Cissites sp.*		+
Viburnum sp.		+
Macclintockia decurrens Budantsev et Sveshnikova		+
M. neosibirica Budantsev et Sveshnikova		+

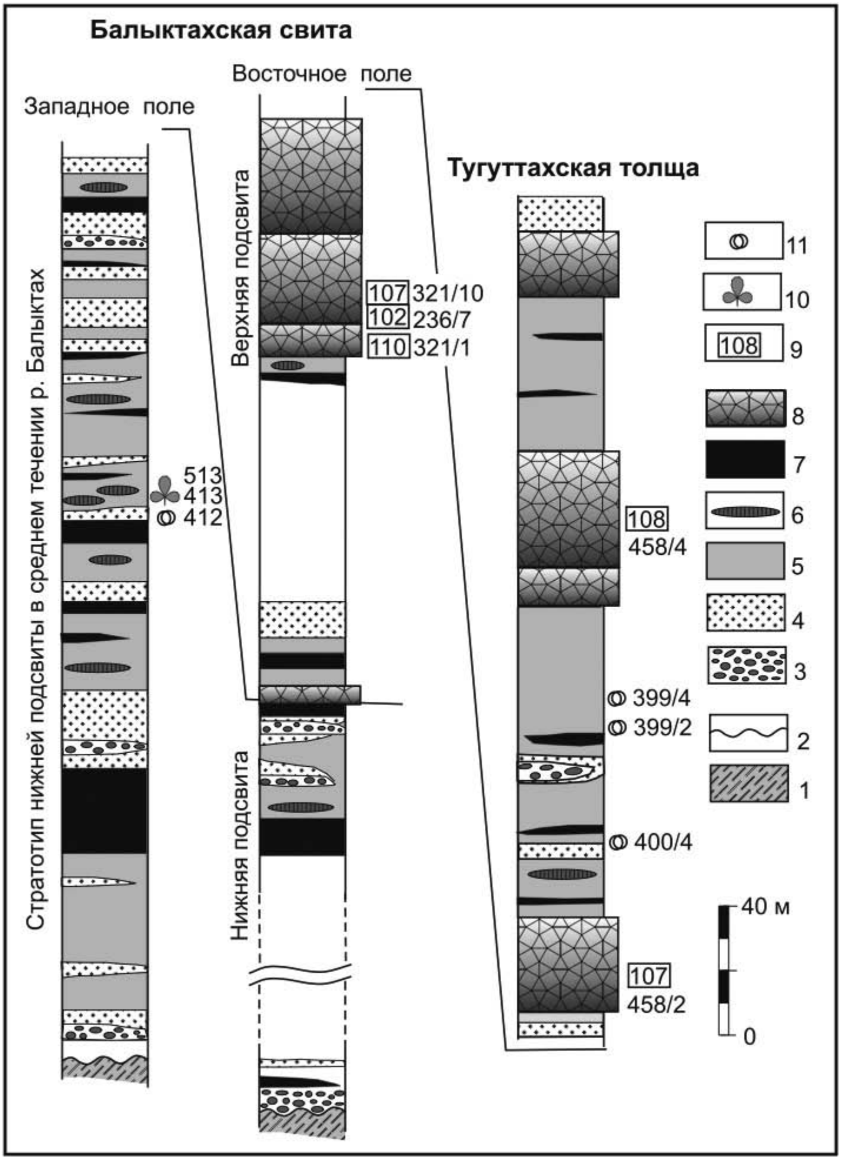


Рис. 2. Сводная генерализованная стратиграфическая колонка меловых отложений о. Котельный (Кузьмичев и др., 2009).
1 — глины верхнего триаса; 2 — несогласное залегание; 3-7 — апт-альбские отложения: 3 — конгломерат; 4 — преобладающий песок, песчаник; 5 — преобладающая глина; 6 — конкреции и прослои сидерита, железистого алевролита; 7 — уголь; 8 — туфы риолитового состава; 9 — K-Ar возраст (млн. лет) и номер соответствующего образца по: Кузьмичев и др., 2009; 10 — сборы флоры; 11 — палинологические определения.

Ископаемая флора

Нами были изучены растительные макроостатки из опорного разреза нижней подсвиты балыктахской свиты в среднем течении р. Балыктах (местонахождения 412, 413, 513 – см. рис. 2, 3, 4). Ранее остатки растений из этой свиты и, по-видимому, из этих же местонахождений изучались А.Г. Натгорстом *(Nathorst, 1907)* и Н.Д. Василевской *(1957, 1975, 1977; Непомилуев и др., 1979; Ефремова и др., 1987)*. Систематический состав балыктахской флоры приведен в табл.1.

Новые сборы балыктахской флоры позволили расширить ее список на пять видов: *Arctopteris cf. kolymensis, Sphenopteris sp. cf. Coniopteris compressa, Sphenobaiera longifolia, Karkenia sp., ? Czekanowskia ex gr. rigida (Кузьмичев и др., 2009)*. Из них интересны находки *Arctopteris cf. kolymensis*, имеющие определенное значение для датировки данной флоры, и Karkenia sp. – репродуктивных органов, обычно связываемых с гинкговыми и ассоциирующими в балыктахской флоре, по-видимому, с листьями *Sphenobaiera longifolia*. Также интересны многочисленные отпечатки чешуй *Pityolepis tollii*, остатки которых образуют монодоминантное захоронение в локальном выходе нижнебалыктахской подсвиты на левом берегу р. Балыктах в 8.2 км к ЮВ (Аз. 123°) от устья р. Тугуттах. Их новые находки хорошей сохранности позволяют уточнить реконструкцию вида, предложенную Натгорстом *(Nathorst, 1907)*. Вместе с тем, в изученной нами коллекции, по сравнению с предыдущими сборами, не встречены некоторые виды растений.

Первоначально рассматриваемая флора датировалась юрой *(Nathorst, 1907)*. Основываясь на гораздо более представительной коллекции ископаемых растений, Н.Д. Василевская *(1977; Непомилуев и др., 1979)* высказала мнение об апт-раннеальбском возрасте балыктахской свиты, отмечая при этом, что не исключает и только альбский ее возраст. Василевская (1977) полагала, что балыктахская флора близка к флористическому комплексу буор-кемюсской свиты бассейна р. Колымы и комплексам огонер-юряхской и, особенно, лукумайской и укинской свит Лено-Оленекского района севера Сибири. Основанием к этому служат находки в данной флоре таких характерных растений, как *Birisia onychioides, Asplenium rigidum, Arctopteris sp., Anomozamites arcticus, Sphenobaiera flabellata, Ixostrobus laxus* и *Florinia borealis*.

В.А. Самылина (1976) также высказала мнение о том, что флора балыктахской свиты наиболее близка буор-кемюсской флоре Северо-Востока России и, следовательно, должна датироваться альбским веком, исключая конец альба. Из новых находок стратиграфическое значение имеют отпечатки Arctopteris cf. kolymensis – вида, характерного для буор-кемюсской флоры и не известного из более древних флор. Поэтому мы по-прежнему, вслед за Василевской и Самылиной, придерживаемся мнения о том, что в целом балыктахская флора наиболее близка к альбской (исключая конец альба) буор-кемюсской флоре из одноименной свиты Зырянского угленосного бассейна и средней и верхней подсвит омсукчанской свиты Омсукчанской угленосной площади Северо-Востока России *(Самылина, 1964, 1967, 1976)*, а также к одновозрастной ей флоре Какповрак Северной Аляски *(Spicer, Herman, 2001)*. Определенное сходство балыктахская флора обнаруживает также с силяпской флорой аптского возраста Зырянского и Омсукчанского бассейнов *(Самылина, 1964, 1967, 1976)*, в которой впервые появляются такие роды папоротников, как *Birisia* и *Arctopteris*. Сказанное позволяет датировать балыктахскую флору аптом (?) – альбом (исключая конец альба).

Палинологические данные

Палинологические исследования угленосных отложений о. Котельный впервые провела В.Д. Короткевич (1958). Ею был описан спорово-пыльцевой комплекс с доминированием двумешковой пыльцы голосеменных, возраст которого устанавливался ею как аптский, возможно, опускающийся до готерива. В угленосной и эффузивной толщах о. Беннета ею описан комплекс с доминирующей ролью спор глейхениевых (66%), возраст комплекса устанавливался как альбский. Близкие палинокомплексы позднее были описаны В.В. Павловым из балыктахской свиты о. Котельный и датированы апт-альбом *(Непомилуев и др., 1979).*

Предпринятое нами палинологическое изучение меловых угленосных отложений о. Котельный показало сходство между собой состава палинологических спектров нижней подсвиты балыктахской свиты и тугуттахской толщи, что позволяет описать их как единый комплекс *(Кузьмичев и др., 2009).*

В образцах из нижней подсвиты балыктахской свиты (№ 412, 413, 513 – см. рис. 2) изученный спектр характеризуется плохой сохранностью и бедным видовым составом. Споровая часть представлена *Deltoidospora* sp., *Cyathidites australis* Couper, *C. minor* Couper, *C.* spp., *Leiotriletes directus, L.* sp. В небольших количествах, чаще единичными зернами встречаются *Microreticulatisporites* sp., Dipteridaceae, *Tripartina variabilis* Mal., *Sestroisporites cf. irregulatus, Undulatisporites plicatus, Stereisporites bujargiensis* (Bolch.) Schulz, *Stereisporites* sp., *Foraminisporis wonthaggiensis* (Cook. et Dett.) Dett., *Psilasporites* sp., *Lycopodiumsporites* sp., *Osmundacidites wellmanii* Couper, *Contignisporites anogramensis* Kara-Murza, *Camarozonosporites ohaiensis* (Couper) Dett. et Playf. Встречено по два зерна *Gleicheniidites senonicus Ross, Cicatricosisporites cf. australiensis Cookson, C.* sp. Среди пыльцы голосеменных доминируют *Disaccites* (деформированная двумешковая пыльца, не определимая даже до семейства), *Cycadopites spp.,* при меньшем участии *Alisporites similis* (Balme) Dett., *A.* sp., *Podocarpidites* sp., *Paleoconiferus* sp. и единичными зернами – *Taxodiaceaepollenites* sp., *Inaperturpollenites* sp. Во всех образцах отмечаются акритархи и диноцисты тоар - раннеааленского возраста *Phallocysta eumekes* Dörhöfer et Davies, *Phallocysta elongata* (Beju) Riding, *Phallocysta* sp., *?Evasia* sp., *?Parvocysta* sp., *?Mendicodinium* sp., *?Valvaedinium* sp.

Палиноспектр очень хорошей сохранности получен из пород тугуттахской толщи (№ 399/2, 399/4, 400/4 – см. рис. 2). В углистых породах палиноспектр представлен на 99% пыльцой хвойных – *Protoconiferus funaris* (Naum.) Bolch., *Piceaepollenites mesophyticus* (Bolch.) Petr., а также *Alisporites* spp., *Podocarpidites* sp. Споры представлены единичными зернами *Cyathidites minor* Couper, *Cyathidites* sp., *Stereisporites* sp., *Osmundacidites wellmanii* Couper. В глинах значительно увеличивается разнообразие палиноморф, несколько уменьшается роль пыльцы голосеменных (75%). Пыльца хвойных очень разнообразна и представлена *Alisporites* spp. *(A. bilateralis* Rouse, *A. bisaccus* Rouse, *A. grandis (Cookson) Dett., A. minutus Rouse, A. microsaccus* (Couper) Pocock, *A. similis* (Balme) Dett., *A. sp. (=Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Petr.), *A.* sp.*), Cedripites* sp., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Piceaepollenites mesophyticus* (Bolch.) Petr., *Podocarpidites biformis* Rouse, *P.* cf. *ellipticus* Cookson, *P. major* (Bolch.) Chlon., *P. multesimus* (Bolch.) *Pocock, Schismatosporites* spp., единично *Araucariacites australis* Cookson, *Cicadopites* sp., *Inaperturpollenites* sp., *Classopollis* sp., *Parvisaccites radiatus* Couper, *Pinuspollenites* sp., *Phyllocladidites* sp., *Pristinuspollenites* sp., *Quadriculina limbata* Mal. Среди спор нет доминирующих таксонов, все они представлены единичными экземплярами и в равных количествах: *Leiotriletes* cf. *pallescens* Bolch., *Cyathidites minor* Couper, *C.* sp., *Deltoidospora fulva* (Bolch.) *Pocock, Dictyophyllidites crenatus* Dett., *D.* sp., *Densoisporites sp., Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. et Fradk., *Lycopodiumsporites marginatus* Singh, *L. reticulumsporites* Rouse, L. sp., *Matonisporites phlebopteroides* Couper, *Stereisporites antiquasporites* (Wilson et Webster) *Dett., S. incertus* (Bolch.) Sem., *S.* sp., *Neoraistrickia truncata* (Cookson) Potonie, *N.* cf. *rotundiformis* (Kara-Murza) Taras., *Osmundacidites wellmanii* Couper, *O.* sp., *Salviniaceae, Psilasporites marcidus* Balme, *Cerebropollenites* sp. Единичными экземплярами встречены акритархи и диноцисты *(Phallocysta* spp.*)*.

Сравнение палинокомплекса из нижнебалыктахской подсвиты и тухуттахской толщи показывает его сходство с палинокомплексом нижнебалыктахской подсвиты, установленного В.В. Павловым и датированного апт-альбом *(Непомилуев и др., 1979)*. Существенно отличается от него комплекс альбского возраста, приводимый В.В. Павловым для пород верхней подсвиты балыктахской свиты, в котором значительную роль играют споры глейхеневых (19%) и полиподиевых (10%) папоротников.

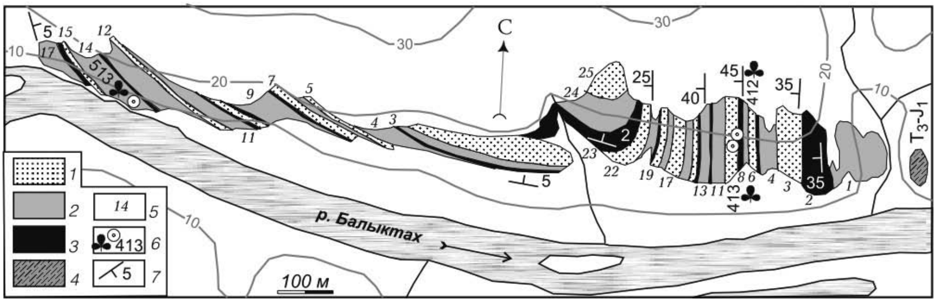


Рис. 3. Схема строения опорного обнажения нижней подсвиты балыктахской свиты в среднем течении р. Балыктах (Кузьмичев и др., 2009).
Сечение горизонталей через 10 м.
1-3 — балыктахская свита: 1 — песок, песчаник, супесь; 2 — суглинок, глина; 3 — уголь; 4 —верхний триас, рэт - нижняя юра, глина; 5 — номера слоев; 6 — пункты сборов флоры; 7 — элементы залегания.

Сравнение изученного нами комплекса о. Котельный с альбским палинокомплексом буор-кемюсской свиты зырянской серии *(Воеводова, 1964)* в междуречье среднего течения Колымы и Индигирки показывает их существенные различия. В составе буор-кемюсского комплекса ведущее место занимают представители схизейных *(Anemia, Mohria)*, присутствуют споры полиподиевых и пыльца таксодиевых. Комплекс верхов силяпской свиты аптского возраста характеризуется низким таксономическим разнообразием и представлен спорами папоротников *(Selaginella* sp., *Coniopteris* spp., Cyatheaceae, *Gleichenia* spp., Filicales, *Zonatriletes turgidus* Kara-Murza*)* и пыльцой голосеменных *(*Cycadaceae, *Gingko* sp., *Podocarpus* sp., *Abies* sp., *Picea* sp., *Pinus* spp.*)*, что, в самых общих чертах, сближает его с комплексом о. Котельный.

Детальное изучение К.А. Любомировой и В.Н. Кисляковым (1985) меловых отложений на севере Анабаро-Оленекского междуречья и кряжа Прончищева позволило выделить несколько палинокомплексов. В угленосной салгинской свите выделено два комплекса. Мощность свиты в данном районе достигает 220 м, ее аналогами в Ленском бассейне являются кюсюрская, чонкогорская, булунская, бахская и огонерюряхская свиты. Возраст упомянутых свит по остаткам фауны и флоры определяется как верхний валанжин – апт, возможно и низы альба. Нижний комплекс салгинской свиты характеризуется доминирующей ролью спор группы *Leiotriletes-Coniopteris* и семейства Osmundaceae. Массовое присутствие этих групп подавляет развитие остальных споровых – Schizaeaceae, Lycopodiaceae, Hepataceae и др. Единично отмечаются споры *Sphagnum, Gleicheniaceae*. По сравнению с нижележащим комплексом берриаса-валанжина возрастает значение пыльцы Taxodiaceae-Cupressaceae, и угасает роль *Classopollis*. Возраст данного комплекса готерив – низы раннего баррема.

В верхней половине салгинской свиты, совместно с макрофлорой, близкой по составу к флоре булунской свиты (слои с *Birisia onychioides*), выделен богатый палинокомплекс аптского возраста, значительно отличающийся от предыдущего. В комплексе доминируют споры группы *Leiotriletes* и разнообразно представленные споры схизейных папоротников – *Cicatricosisporites* spp., *Anemia* spp., *Mohria* sp. (в среднем 20%), печеночных мхов. Возрастает участие спор Gleicheniaceae.

В верхах салгинской, лукумайской и укинской свитах, стратиг-

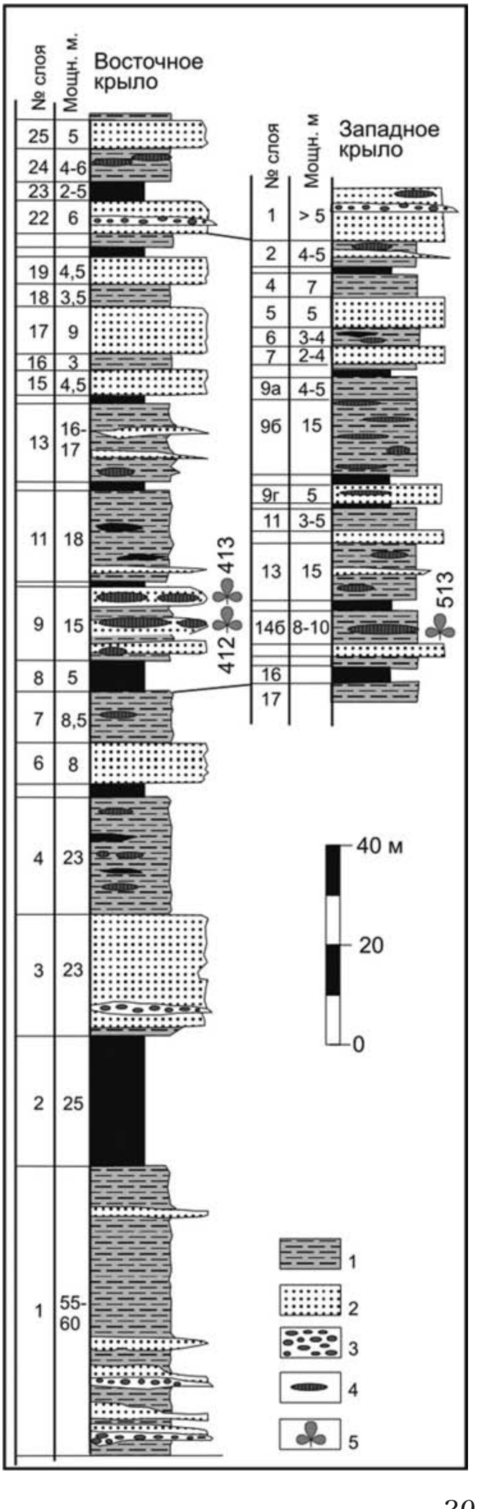


Рис. 4. Стратиграфические колонки нижней подсвиты балыктахской свиты опорного обнажения в среднем течении р. Балыктах (Кузьмичев и др., 2009).
1 — преобладание глины и суглинка; 2 — преобладание песка и супеси, линзы песчаника; 3 — конгломерат; 4 — глинисто-лимонитовые, сидеритовые и мергелистые конкреции и конкреционные прослои; 5 — сборы флоры.

рафический диапазон которых охватывает нижнюю часть альба, выделен комплекс, характеризующийся преобладанием пыльцы голосеменных, а также появлением примитивных типов пыльцы покрытосеменных. Доминирующей группой является пыльца Disaccites, среди спор – Gleicheniaceae. Субдоминантами являются пыльца Taxodiaceae-Cupressaceae, *Sciadopytys*, споры *Leiotriletes*, а в разрезах укинской свиты споры Schizaeaceae *(Cicatricosisporites* spp., *Anemia* spp.*)*. Среди сопутствующих наиболее характерны споры *Sphagnum, Osmunda, Salvinia sangarensis* Bolch., *Polypodiaceae*. В небольшом количестве отмечаются споры печеночных мхов и некоторые другие виды.

Если принять возраст нижнебалыктахской подсвиты как аптский или альбский (на основании макроостатков и данных абсолютного датирования), то установленный в ней палинокомплекс значительно отличается от одновозрастных комплексов Севера Сибири. В нём отсутствуют характерные представители полиподиевых папоротников, печеночных мхов, покрытосеменных; споры глейхениевых и схизейных, видовой и количественный расцвет которых приходится именно на апт и альб, встречены единичными экземплярами. Отмечается близость изученного палинокомплекса с готерив – раннебарремским комплексом салгинской свиты Анабаро-Оленекского междуречья. Однако присутствие среди пыльцы голосеменных *Protoconiferus funaris* (Naum.) Bolch., *Piceaepollenites mesophyticus* (Bolch.) Petr., *Quadriculina limbata* Mal., *Dipterella oblatinoides* Mal., а среди спор *Contignisporites anogramensis* Kara-Murza, *Tripartina variabilis* Mal. – таксонов, более характерных для берриас-валанжинских отложений, несколько удревняет его возраст и сближает с комплексами, установленными в фаунистически охарактеризованных отложениях неокома Севера Сибири. Таким образом, анализ палинологических данных поволяет предположить только поздненеокомский возраст палинокомплекса из нижнебалыктахской подсвиты и тугуттахской толщи о. Котельный.

Одной из возможных причин, по которым спорово-пыльцевой комплекс меловых отложений о. Котельный отличается от апт-альбских комплексов Севера Сибири, может являться существенная роль переотложенного материала из более древних отложений *(Кузьмичев и др., 2009)*. Косвенно об этом свидетельствует присутствие диноцист тоар – раннеааленского возраста в изученном комплексе, а также указания на находку в балыктахских породах раковин оксфорд-киммериджских ауцелл. Последние были обнаружены приблизительно в том же интервале, который охарактеризован палинологическими остатками. Ауцеллы были найдены К.В. Воллосовичем и определены Д.М. Соколовым как *A. bronni* (Roull) Lahus. и *A. kirghisensis* Sok. *(Спижарский, 1947)*. Не вызывает сомнений, что морские двустворки в континентальных меловых отложениях являются переотложенными. Даже если сомневаться в надежности их видового определения, то сам факт присутствия бухий уже указывает на позднеюрский – неокомский интервал. Этот интервал близок к тому, что получен для споро-пыльцевого комплекса. Такое совпадение может быть расценено как то, что спорово-пыльцевые комплексы также являются частично переотложенными из верхнеюрских – неокомских слоев. Переотложенный материал мог существенно исказить соотношения таксонов в изученном палинокомплексе о. Котельный, но не мог, разумеется, привести к полному исчезновению руководящих таксонов, которые присутствуют в апт-альбских отложениях Нижнеленского района.

Остров Новая Сибирь

Позднемеловая флора о-ва Новая Сибирь (рис. 1) известна из местонахождения Деревянные горы (или Утес деревянных гор) на юго-западном побережье острова (рис. 5). Ископаемые растения происходят из деревянногорской свиты (или свиты деревянных гор), которая локально развита также на северном и северо-восточном побережьях острова (рис. 5). В Утесе деревянных гор они представлены терригенными, угленосными и вулканогенными образованиями,

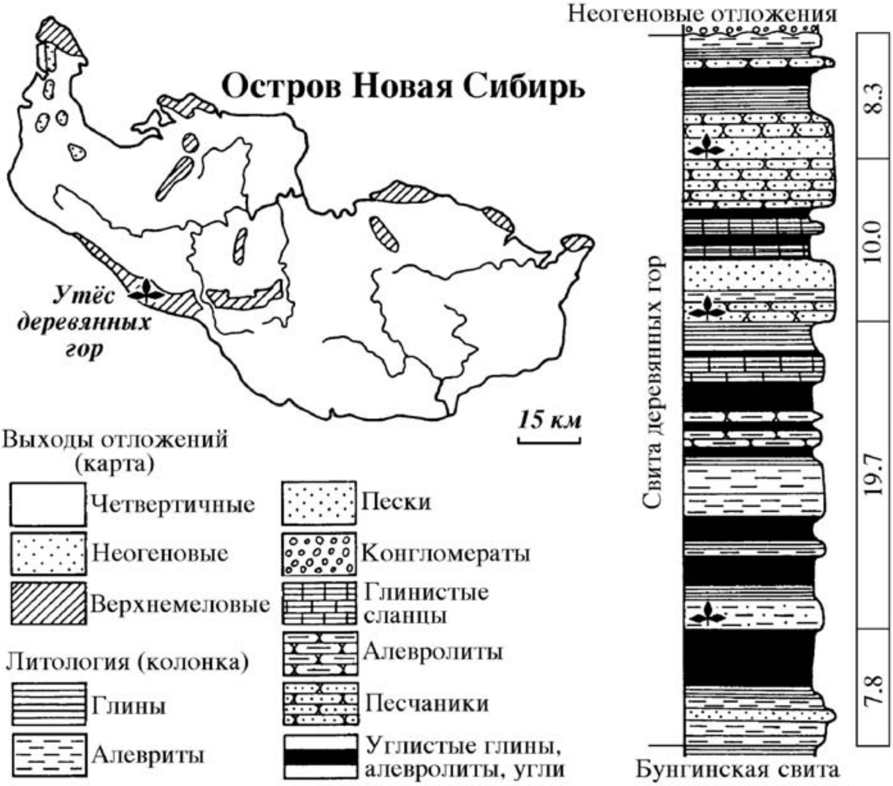


Рис. 5. Распространение отложений и литологическая колонка деревянногорской свиты о-ва Новая Сибирь (с использованием данных Г.В. Иваненко); положение флороносных слоев показано трилистником.

среди которых преобладают пески, песчаники, алевролиты, углистые глины и алевролиты, иногда со значительным содержанием туфогенного материала (рис. 5, 6). Растительные остатки приурочены в основном к плотным пескам и песчаниковым прослоям. Во флороносных породах были также найдены некрупные янтари. Деревянногорская свита, достигающая мощности в несколько десятков метров, согласно залегает на бунгинской свите сеноман-туронского возраста, в которой был обнаружен небогатый комплекс хвойных растений *(Буданцев, 1983)*, и несогласно перекрывается неогеновыми образованиями. Породы свиты, обнажающиеся в Утёсе деревянных гор, осложнены разрывными нарушениями, по-видимому, небольшой амплитуды. Существенно отметить, что остатки растений были собраны из разных горизонтов свиты, при этом состав растений из разных слоев не показал существенных различий, что позволяет считать всю толщу Утёса деревянных гор одновозрастной *(Свешникова, Буданцев, 1969)*.

Новосибирская флора о-ва Новая Сибирь *(Schmalhausen, 1890; Василевская, 1958; Свешникова, Буданцев, 1969; Буданцев, 1983; Herman, 1994)* включает 53 вида растений (табл. 1). Кроме них из местонахождения были собраны образцы ископаемой древесины и рыхлой растительной трухи, почти сплошь состоящей из фитолейм листьев. Во флоре преобладают в видовом и количественном отношениях хвойные и покрытосеменные растения. Среди последних по разнообразию и количеству найденных отпечатков доминируют *Trochodendroides* и *Pseudoprotophyllum,* причем последние представлены листьями, порой достигающими очень крупных размеров. Как отмечал Л.Ю. Буданцев *(1983; Свешникова, Буданцев, 1969)*, во флоре присутствуют как растения, обычные для раннего мела и начала позднего мела *(Hausmannia, Cladophlebis, Sphenobaiera, Podozamites, Pityophyllum)*, так и виды, получившие широкое распространение в туронское и сенонское время *(Cephalotaxopsis, Sequoia tenuifolia, Parataxodium, Trochodendroides, Platanus,* многочисленные *Pseudoprotophyllum, Macclintockia (?), Cissites)*.

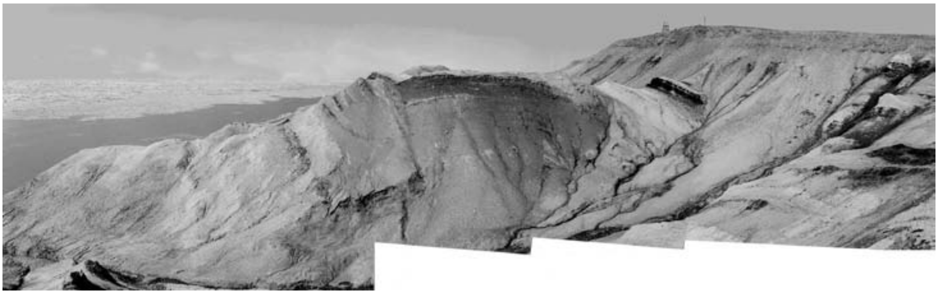


Рис. 6. Разрез флороносных отложений деревянногорской свиты на Утесе деревянных гор на юго-западном побережье о. Новая Сибирь (фото П.А. Никольского).

Новосибирская флора, как отмечалось выше, была открыта в 1886 г. экспедицией Э.В. Толля, впервые изучившего отложения в районе Утеса деревянных гор и отнесшего их к третичной системе. И.В. Шмальгаузен, обработавший собранную Толлем коллекцию *(Schmalhausen, 1890)*, также пришел к выводу о третичном (миоценовом) возрасте флоры. Лишь много позже такой вывод был подвергнут сомнению: сначала А.Н. Криштофович, а потом Т.Н. Байковская, основываясь на публикации Шмальгаузена, высказали предположение о позднемеловом возрасте ископаемой флоры о-ва Новая Сибирь. Позже к такому же выводу пришла Н.Д. Василевская *(1958)*, изучившая небольшую коллекцию, собранную в 1955 г. О.А. Ивановым. И лишь И.Н. Свешниковой и Л.Ю. Буданцеву *(1969; Сиско и др., 1963)*, собравшим в 1961 г. и описавшим богатую (45 видов) коллекцию ископаемых растений этой флоры, удалось достаточно обоснованно доказать ее туронский и возможно, раннесенонский возраст *(Буданцев, 1983)*, исходя из совместного нахождения в ней как раннемеловых растений, так и видов и родов, распространённых в сеноман-туронских и, в меньшей степени, в сенонских флорах Арктики. Результаты палинологического изучения флороносных отложений и сопоставление выделенных палинокомплексов с таковыми центральных районов Сибири подтверждают её туронский *(Буданцев, 1983)* или позднетурон-коньякский возраст *(Бондаренко, 1983)*. Анализ флоры о-ва Новая Сибирь позволил Л.Ю. Буданцеву *(Свешникова, Буданцев, 1969; Буданцев, 1983; Budantsev, 1992)* прийти к выводу о ее несомненной близости к позднемеловым флорам Северной Пацифики и Западной Канады; флору этого типа он предложил выделить в особую Берингийскую позднемеловую фитохорию. Близкими аналогами новосибирской флоры можно считать богатые крупнолистными платанообразными пенжинскую флору Северо-Западной Камчатки *(Герман, 1991, 2007а)* и флору Каолак Северной Аляски *(Smiley, 1966; Герман, 2007б)*.

Среднемеловой климат Арктики (по палеоботаническим данным)

Многочисленные геологические данные свидетельствуют о том, что в середине мелового периода климат Земли был необычно теплым *(Вахрамеев, 1988; Жарков и др., 2004; Чумаков, 2004; Герман, 2004; Skelton et al., 2003, и др.)*. Как правило, меловой климат характеризуется как теплый и, по сравнению с современным, с меньшими температурными различиями в низких и высоких широтах, причем климат полярных районов был гораздо теплее, чем ныне *(Herman, Spicer, 1996, 1997; Skelton et al., 2003)*. Это было время, когда ледовые полярные шапки, если и существовали, были значительно меньше современных, а теплолюбивые животные и растения проникали далеко в высокие широты Северного и Южного полушариев и леса распространялись вплоть до 85°с.ш. *(Буданцев, 1983; Вахрамеев, 1988; Герман, 2004; Francis, 1999)*.

Анализ края листа 20 видов наземных двудольных новосибирской флоры показывает, что 10% из них (два вида: *Macclintockia decurrens and M. neosibirica*) обладают цельнокрайними листьями. Следовательно, среднегодовая температура, при которой существовала эта флора, может быть оценена *(Wolfe, 1979)* приблизительно в 4°C.

CLAMP-анализ (Climate-Leaf Analysis Multivariate Program) новосибирской флоры *(Herman, Spicer, 1996, 1997; Герман, 2004; http: // tabitha.open.ac.uk/spicer/ CLAMP/Clampset1.html)* основан прежде всего на коллекции, собранной и описанной И.Н. Свешниковой и Л.Ю. Буданцевым *(1969)*. В анализе, основанном на предложенной Л.Ю. Буданцевым классификации листьев двудольных покрытосеменных, для 20 листовых морфотипов этой флоры учитывался 31 морфологический признак строения листьев. При этом были получены следующие оценки палеоклиматических параметров:

- среднегодовая температура (MAT) +8.8°C (2σ=1.2°C),
- температура наиболее теплого месяца (WMMT) +16.6°C (2σ=2.0°C),
- температура наиболее холодного месяца (CMMT) +1.8°C (2σ=2.2°C),
- среднее количество осадков за вегетационный период (MGSP) 636 мм (2σ=552 мм),
- среднемесячное количество осадков за вегетационный период (MMGSP) 94 мм (2σ=57 мм),
- количество осадков за три последовательных наиболее влажных месяца (3WM) 352 мм (2σ=223 мм),

- количество осадков за три последовательных наиболее сухих месяца (3DRIM) 178 мм (2σ=148 мм),
- продолжительность вегетационного периода (LGS) 5.3 месяца (2σ=0.7 месяца).

Приведенные расчеты свидетельствуют о том, что растения новосибирской флоры существовали в условиях теплоумеренного безморозного влажного климата с теплыми летними сезонами, мягкими зимами и достаточно равномерным увлажнением в течение года. Демпфером сезонных температурных колебаний в среднемеловой Арктике мог быть теплый Арктический бассейн, который «добавлял» в атмосферу некоторое количество тепла в летний сезон, но зато существенно повышал зимние температуры, не давая им в темный зимний период опускаться ниже нулевой отметки *(Herman, Spicer, 1996, 1997)*. О том, что Арктический бассейн был гораздо теплее нынешнего Северного ледовитого океана, свидетельствует отсутствие позднемеловых ледово-морских отложений в Северной Евразии *(Жарков и др., 2004; Чумаков, 2004)*. Чтобы объяснить существование в конце раннего мела и позднем мелу необычно теплого Арктического бассейна, изолированного в это время от Прото-Пацифики Берингийской сушей, была высказана гипотеза *(Herman, Spicer, 1996, 1997)* о том, что он «подогревался» привносом теплых вод из низких широт по Западному внутреннему проливу на Североамериканском континенте.

Заключение (основные выводы)

1. В разрезе меловых отложений о. Котельный выделяются три стратона: (1) нижняя подсвита балыктахской свиты видимой мощностью 250 м, (2) верхняя подсвита балыктахской свиты видимой мощностью около 180 м, (3) тугуттахская толща видимой мощностью 260-300 м. Они накапливались в континентальной обстановке и представляют собой озерно-болотные и флювиальные образования.
2. Возраст игнимбритов из верхов балыктахской свиты и из тугуттахской толщи составляет 110-107 (±2,5) млн. лет, что соответствует первой половине альба.
3. Балыктахская флора о. Котельный наиболее близка к альбской (исключая конец альба) буор-кемюсской флоре из одноименной свиты Зырянского угленосного бассейна и средней и верхней подсвит омсукчанской свиты Омсукчанской угленосной площади Северо-Востока России, а также к одновозрастной ей флоре Какповрак Северной Аляски. Отчасти она сопоставляется с силяпской (апт) флорой северной и северо-восточной Азии. Это позволяет датировать балыктахскую флору аптом (?) - альбом (исключая конец альба).
4. Спорово-пыльцевые комплексы нижней подсвиты балыктахской свиты и тугуттахской толщи о. Котельный сходны. Анализ палинологических данных поволяет предположить их поздненеокомский возраст.
5. Таким образом, сведения о возрасте указанных стратонов о. Котельный по данным K-Ar датирования и макрофлоре находятся в противоречии с данными по спорам и пыльце. Возможной причиной противоречия может быть существенная роль переотложенного материала из более древних отложений. Для решения вопроса о том, почему уверенно датированные альбские отложения характеризуются спорово-пыльцевыми комплексами, типичными для неокомских отложений Сибири, необходимы дальнейшие исследования.
6. Новосибирская флора из деревянногорской свиты о-ва Новая Сибирь по систематическому составу наиболее близка туронским флорам Северо-Востока

Азии и Северной Аляски и датируется туронским веком, чему не противоречат данные спорово-пыльцевого анализа флороносных отложений.

7. Анализ края листа и результаты CLAMP-анализа 20 видов двудольных новосибирской флоры мела свидетельствуют о том, что эти растения существовали в условиях теплоумеренного безморозного влажного климата с теплыми летними сезонами, мягкими зимами и достаточно равномерным увлажнением в течение года.

Список литературы

Бондаренко Н.М. Состав и распространение спор и пыльцы в верхнем мелу острова Новая Сибирь (Новосибирские острова) // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л.: Севморгеология, 1983. С. 149–156.

Буданцев Л.Ю. История арктической флоры эпохи раннего кайнофита. Л.: Наука, 1983. 156 с.

Василевская Н.Д. Новые данные о мезозойской флоре о. Котельного // Докл. АН СССР. 1957. Т. 112. № 6. С. 1101–1103.

Василевская Н.Д. О возрасте ископаемой флоры о. Новая Сибирь. Ботанич. журн. 1958. Т. 43. № 2.

Василевская Н.Д. Раннемеловая флора о-ва Котельного и ее место среди одновозрастных флор Арктики // Мезозой Северо-Востока СССР. Тез. докл. Межвед. стратиграф. совещания. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1975. С. 111.

Василевская Н.Д. Раннемеловая флора острова Котельного // Мезозойские отложения Северо-Востока СССР. Л.: НИИГА, 1977. С. 57-75.

Вахрамеев В.А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли. М.: Наука, 1988. 214 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 430).

Визе В.Ю. Моря советской Арктики. Очерки по истории исследования. М., Л.: Изд-во Главсевморпути, 1948. 416 с.

Воеводова Е.М. Нижнемеловые спорово-пыльцевые комплексы Северо-Востока СССР – Зырянского и Хасынского месторождений угля // Атлас нижнемеловых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР. М.: Недра, 1964. С. 125–130.

Герман А.Б. Меловые покрытосеменные и фитостратиграфия Северо-Западной Камчатки и полуострова Елистратова // А.Б.Герман, Е.Л.Лебедев. Стратиграфия и флора меловых отложений Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. С. 5–141.

Герман А.Б. Позднемеловой климат Евразии и Аляски (по палеоботаническим данным). М.: Наука, 2004. 157 с. (Труды Геологич. ин-та РАН. Вып. 559).

Герман А.Б. Сравнительная палеофлористика альба – раннего палеоцена Анадырско-Корякского и Северо-Аляскинского субрегионов. Статья 1. Анадырско-Корякский субрегион // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007а. Т. 15. № 3. С. 87–100.

Герман А.Б. Сравнительная палеофлористика альба – раннего палеоцена Анадырско-Корякского и Северо-Аляскинского субрегионов. Статья 2. Северо-Аляскинский субрегион // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007б. Т. 15. № 4. С. 34–46.

Ефремова В.И., Шульгина Н.И., Абрамова Л.Н. Арктические острова // Стратиграфия СССР. Меловая система. М.: Недра, 1987. 2-й полутом. С. 56–62.

Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеографические перестройки и седиментация мелового периода // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек // Гл. ред. Семихатов М.А., Чумаков Н.М. М.: Наука, 2004. С. 52–87. (Тр. ГИН РАН. Вып. 550).

Короткевич В.Д. О палинологических комплексах нижнемеловых угленосных отложений Новосибирских островов // Тр. НИИГА. Вып. 8. 1958. С. 66-72.

Косько М.К, Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы T-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI,XII; S-54-VII,VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. Ред. В.И. Устрицкий. М.: Мингео, 1985. 162 с.

Косько М.К, Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы S-54-I, II, III. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.

Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме // Стратигр. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 69–94.

Любомирова К.А., Кисляков В.Н. Результаты палинологического изучения нижнемеловых отложений северной части Лено-Анабарского прогиба // Палинологические исследования отложений палеозоя и мезозоя Севера СССР и Прикаспия. Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 70–78.

Непомилуев В.Ф., Преображенская Э.Н., Труфанов Г.В., и др. Нижнемеловые отложения о. Котельного // Сов. геология. 1979. № 3. С. 104–109.

Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн). Часть I. Хвощевые, папоротники, цикадовые, беннетитовые // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1964. Вып. V. С. 40–79.

Самылина В.А. Мезозойская флора левобережья р. Колымы (Зырянский угленосный бассейн). Часть II. Гинкговые, хвойные. Общие главы // Тр. Ботан. ин-та АН СССР. Сер. 8. Палеоботаника. 1967. Вып. VI. С. 134–175.

Самылина В.А. Меловая флора Омсукчана (Магаданская область). Л.: Наука, 1976. 207 с.

Свешникова И.Н., Буданцев Л.Ю. Ископаемые флоры Арктики. I. Позднемеловая флора острова Новая Сибирь. Л.: Наука, 1969. С. 68–110.

Спижарский Т.Н. Новосибирские острова // Геология СССР. Том XXVI. Острова Советской Арктики. М.-Л.: Государственное изд-во геолог. литературы, 1947. С. 323–365.

Чумаков Н.М. Глава 5. Климатическая зональность и климат мелового периода // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / Гл. ред. Семихатов М.А., Чумаков Н.М. М.: Наука, 2004. С. 105–123. (Тр. ГИН РАН. Вып. 550).

Budantsev L.Yu. Early stages of formation and dispersal of the temperate flora in the Boreal Region // The Botanical Review. 1992. Vol. 58. 1. P. 1–48.

Francis J. E. Evidence from Fossil Plants for Antarctic Palaeoclimates over the past 100 Million Years // Terra Antarctica Reports. 1999. Vol. 3. P. 43–52.

Hay, W.W., DeConto, R., Wold C.N. et al. Alternative global Cretaceous palaeogeography. In: Barrera, E., Johnson, C. (Eds.), The Evolution of Cretaceous Ocean/ Climate Systems // Geol. Soc. America Special Paper. 1999. Vol. 332. P. 1–47.

Herman A.B. A review of Late Cretaceous floras and climates of Arctic Russia // Cenozoic plants and climates of the Arctic/ Boulter M.C. and Fisher H.C. (eds). NATO ASI Series, Ser. I, V. 27. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1994. P. 127–149.

Herman A.B., Spicer R.A. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic ocean // Nature. 1996. V. 380. N 6572. P. 330-333.

Herman A.B., Spicer R.A. New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: evidence for a warm polar ocean // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. V128. P. 227-251.

Nathorst A.G. Über Trias- und Jurapflanzen von der Insel Kotelny / Научные результаты Русской полярной экспедиции 1900-1903 гг. под начальством барона Э.В. Толля. Отдел С: геология и палеонтология. Вып. 2 // Зап. Импер. Акад. наук. 1907. Сер. VIII. Т. XXI. № 2. С. 1–13.

Schmalhausen J. Tertiäre Pflanzen der Insel Neusibirien, mit einer Einleitung von Baron E. v. Toll // Mem. Acad. Imper. Sci. St.-Petersb. VII ser. 1890. T. XXXVII. № 5. Abt. II. P. 1-22.

Skelton P.W., Spicer R.A., Kelley S.P., Gilmour I. The Cretaceous World / Ed. by Skelton P.W. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2003. 360 p.

Smiley Ch. J. Cretaceous floras from Kuk River area, Alasksa: stratigraphic and climatic interpretations // Geol. Soc. Amer. Bull. 1966. V. 77. P. 1-14.

Smith A.G., Hurley A.M., Briden J.C. Phanerozoic paleocontinental world maps. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourn, Sydney: Cambridge Univ. Press, 1981. 102 p.

Spicer R.A., Herman A.B. The Albian-Cenomanian flora of the Kukpowruk River, western North Slope, Alaska: stratigraphy, palaeofloristics, and plant communities // Cretaceous Research. 2001. V. 22. P. 1–40.

Valdes P.J., Spicer R.A., Sellwood B.W., Palmer D.C. Understanding Past Climates: Modelling Ancient Weather. Reading: Gordon and Breach Publishers, 1999 (CD ROM).

Wolfe J.A. Temperature parameters of humid to mesic forests of Eastern Asia and relation to forests of other regions of the Northern Hemisphere and Australia // U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1106. 1979. P. 1–37.

Phitostratigraphical and paleoclimatological studies of onshore cretaceous deposits at Novosibirsk Islands (Kotel'nyi Island and Novaya Sibir')

A.B.Herman, G.N. Aleksandrova, A.B. Kuzmichev

Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia

Abstract

Two mid-Cretaceous floras collected in the terrigenous and volcaniclastic deposits of the Novosibirsk Islands in the Russian high Arctic were studied. An Albian flora from the Balyktakh Formation of the Kotel'nyi Island comprises 40 species of ferns, bennetites, cycadophytes, ginkgoaleans, czekanowskialeans, conifers and gymnosperms insertae sedis. This flora is most similar to the Albian Buor-kemuss Flora widespread in the Arctic Siberia and Alaska and, to a lesser extent, to the Aptian Silyap Flora of Siberia. K/Ar study of four samples of ignimbrites from the Upper Balyktakh Subformation and overlying Tuguttakh Member gave results of 110-107 (± 2.5) Ma (early-middle Albian). However, palynological data from the Lower Balyktakh Subformation and Tuguttakh Member indicate that the flora could be as old as late Neocomian. A Turonian flora from the Derevyannye Gory Formation in the Novaya Sibir' Island includes approximately 50 taxa of ferns, ginkgoaleans, conifers and angiosperms. This flora exhibits plants common for the early Cretaceous as well as taxa typical for Cenomanian - Senonian, which implies that the age of the plant-bearing deposits is likely to be Turonian. Our estimates using CLAMP techniques for the Novaya Sibir' Flora demonstrate that plant physiognomy reflects a humid climate with warm summers and mild frost-free winters: the mean annual temperature is estimated to have been +8.8°C, the warm month mean temperature +16.6°C, the cold month mean temperature +1.8°C and the mean growing season precipitation 636 mm. These palaeoclimate parametres could be explained by a suggestion that Northern high latitude climate was strongly influenced by a warm Arctic Ocean. The anomalously warm Arctic Ocean could have been produced by marine poleward heat transport in the form of a warm current going from lower latitudes to the Arctic Ocean via the Western Interior Seaway in the North America.

Динамика позднечетвертичных океанских событий Западной Арктики и их отражение в природной среде Европейской России

Ю.А. Лаврушин

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация

Разработана классификация океанических событий высокоширотной Арктики. Значительное внимание уделено экстремальным природным событиям, их последовательности и причинам возникновения. Создана модель стратиграфии различного типа природных событий арктических районов Атлантики на этапе от оледенения к межледниковью на примере последних 20 тыс. лет. Изложена корреляция арктическо-атлантических событий с ландшафтно-климатическими изменениями на Русской равнине.

Введение

В последние десятилетия широкое использование кислородно-изотопных в совокупности с палеонтологическими исследованиями и геохронологическими данными позволило дать представление о многих особенностях климатической обстановки части временных интервалов голоцена и позднего плейстоцена. Вместе с тем, как это может показаться странным, собственно палеоокеанологические события освещались лишь попутно и в меньшей степени. Одной из задач, которая была поставлена перед автором настоящего очерка, в какой-то степени восполнить этот пробел. Конечно, речь идет лишь о последних 130 тыс. лет, т.е. о позднем плейстоцене и голоцене. Основной материал, который использовался автором, включает в себя анализ многочисленных публикаций как зарубежных, так и отечественных исследователей, включая материалы автора данного раздела, относящиеся к Баренцеву морю, Шпицбергену и, частично, Гренландии. Естественно, природные события Западной Арктики взаимосвязаны как с общеклиматическими изменениями, так и с происходившими океанскими событиями, которые оказываются тесно связанными друг с другом.

Из общеклиматических изменений избранного интервала квартера для наших целей следует отметить несколько моментов – это неоднократные оледенения, с которыми связаны меняющиеся во времени природные обстановки не только на суше, но и в океанах. В этом отношении особенно необходимо обратить внимание на позднеледниковья, во время которых в океан сбрасывалось огромное количество талой воды. Это способствовало существенному изменению структуры не только состава воды, но и морских течений, а также частично глобальной термохалинной циркуляции. С оледенениями и позднеледниковьями связаны также гляциоэвстатические регрессивно-трансгрессивные циклы. Для позднего квартера были свойственны два межледниковья – эемское и современное (незавершенное голоценовое). Кроме того, в позднем плейстоцене в неледниковые этапы, например, в среднем валдае, возникали достаточно холодные обстановки, с неустойчивыми климатическими обстановками. Все это играло определенную роль в возникновении разнопорядковых изменений природной обстановки.

1. Важнейшие палеоокеанские события Западной Арктики

Среди палеоокеанских событий нами выделяется 4 группы: гидрологические, седиментологические, состояния покрова морского льда и палеоатмосферные (рис. 1). Все эти группы событий в причинно-следственном плане тесно взаимосвязаны и даже нередко взаимообусловлены. Понимая это, мы все же сочли при изложении материала целесообразным рассмотреть их раздельно, не забывая при этом каждый раз обращать внимание на их взаимосвязи.

1.1. Гидрологические события

Среди гидрологических выделяются следующие события: адвекционные, изменения глобальной термохалинной циркуляции, гляциоэвстатические трансгрессивно-регрессивные циклы, а также резкие изменения уровня бассейна, вызванные гравитационными цунами. Как ясно из перечисленного, все события этой группы, хотя и разнородны, но сказываются на структуре океанской водной толщи.

Среди адвекционных событий выделяются два типа: это адвекция атлантических вод (ААВ) в Арктический океан и соответственно полярных вод (АПВ) в Атлантику. ААВ в высокоширотную Арктику способствовали термодинамической неустойчивости морского ледового покрова; с ними в Арктику приносился поток тепла, который оказывал также влияние на природную обстановку прилежащей суши. С ААВ связано проникновение в Арктику планктонной микрофауны, элементы которой обнаружены далеко на востоке в голоценовых отложениях моря Лаптевых. Необходимо отметить, что ААВ в Арктический океан происходит и в настоящее время (рис. 2).

Что касается адвекций полярных вод в Атлантический океан, то их проявления фиксируются также неоднократно по морской биоте в осадках, а также по повышенному содержанию в них материала ледового разноса. При этом распространение АПВ в Атлантике оказалось достаточно значительным, поскольку наличие IRD в океанских осадках обнаружено до широты 43.

Важно подчеркнуть, что в позднем плейстоцене и голоцене оба типа адвекций происходили неоднократно, сменяя друг друга.

Обобщая имеющиеся материалы, необходимо подчеркнуть важнейшие особенности рассматриваемого типа океанских гидрологических событий. К ним относятся прерывисто-нестабильный, даже импульсивный тип проявления, пространственная изменчивость. Неодинаковая длительность, максимальная из которых может достигать 5 тыс. лет, а минимальная – нескольких сотен лет. С разными типами адвекций связана своя микробиота. Для поверхностных вод ААВ были свойственны неодинаковые SST, что нашло свое отражение в образовании различных природных ландшафтов в бореальной области. Важно отметить, что по геохронологическим данным проявления ААВ достаточно уверенно могут коррелироваться с термохронными, криохронными,

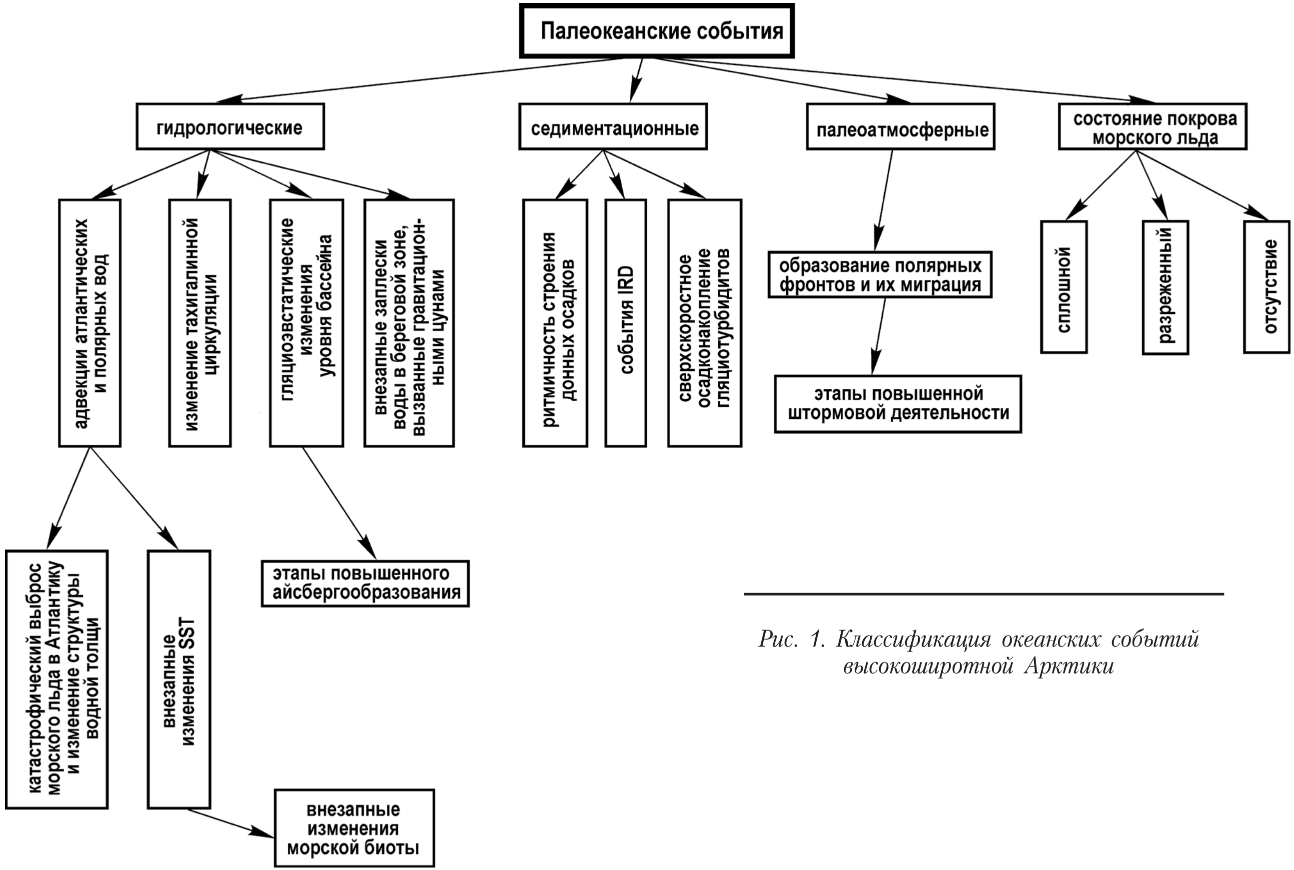


Рис. 1. Классификация океанских событий высокоширотной Арктики

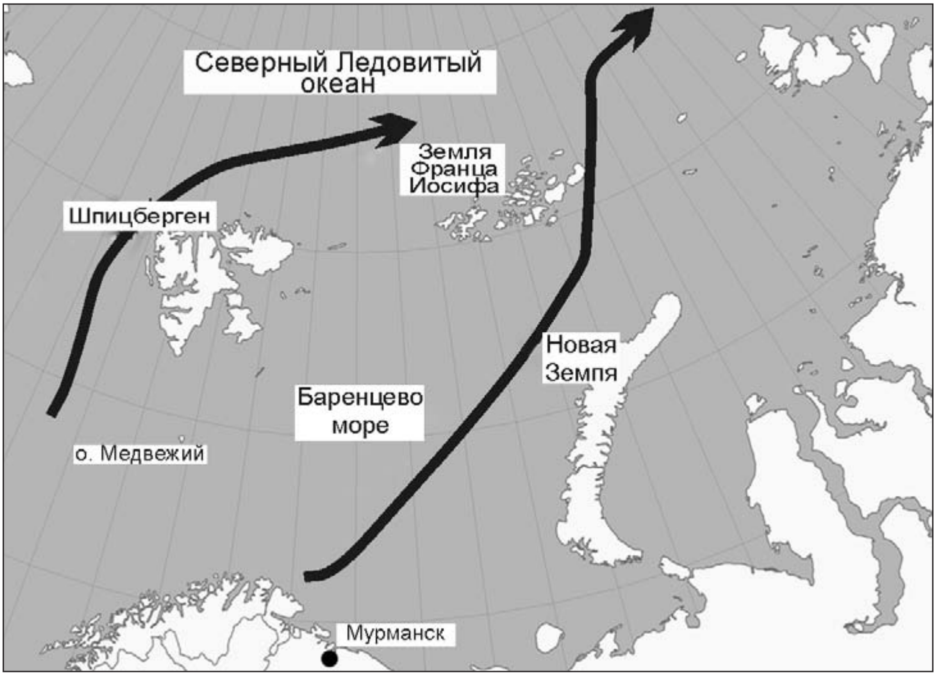


Рис. 2. Адвекция современных атлантических вод.

интерстадиальными, стадиальными и межледниковыми событиями бореальной области Европейской части России. Установленные различия в палеоландшафтах, различная длительность ААВ и, как будет показано ниже, различные поверхностные температуры водного потока, естественно, свидетельствуют о неодинаковой мощности теплового потока, приносимого в Арктический океан. Все это позволяет говорить о различных таксономических рангах рассматриваемого типа адвекций. Более того, имеющиеся данные по проявлениям ААВ показывают, что время от времени данная океанская тепловая машина прекращала свою деятельность (или ее влияние оказывалось незначительным), если поток атлантических вод уходил под поверхностные полярные воды. В любом варианте в этом случае одной из важных особенностей ААВ являлась достаточно значительная динамичность и даже не исключается прерывистость проявления.

Что касается событий АПВ, то в климатическом плане они соответствуют похолоданиям – криохронным, ледниковым и стадиальным климатохронологическим событиям, что особенно проявлялось в северной половине Атлантики.

В целом, сложные процессы изменения структуры океанских течений оказывали существенное влияние на глобальную океанскую термохалинную циркуляцию и соответственно на формирование климата. Существующая в Мировом океане схема термохалинной циркуляции отражает современную модель данного водного конвейера, отвечающую в лучшем случае межледниковью. Однако можно полагать, что отмеченная выше динамика разного типа адвекционных событий, происходивших в северном секторе Атлантики, осложненная притоком значительной массы позднеледниковых талых ледниковых вод разных оледенений, могла вносить существенные изменения в рассматриваемый глобальный конвейер и соответственно в климатическую зональность интересующей нас северной половины Атлантического океана. На рис. 3 и 4 показана климатическая зональность Атлантики для времени максимума последнего оледенения и части среднего валдая. Последняя реконструкция сделана для временного среза 40 тыс.л.н. В основу этих реконструкций положены многочисленные результаты изучения микрофауны из отложений Северной Атлантики. Как ясно из сравнения реконструированной климатической зональности для отдельных этапов позднего плейстоцена – между ними много различий. Это позволяет сделать вывод о том, что океанская термохалинная циркуляция, игравшая значительную роль в образовании рассматриваемой зональности, была также подвержена значительным изменениям, что сказывалось на циркуляции воздушных масс и соответственно климата на прилежащей, по крайней мере, внетропической части суши. В этой связи следует полагать, что структура глобальной термохалинной циркуляции в квартере была очень динамична и неоднократно подвергалась существенным преобразованиям.

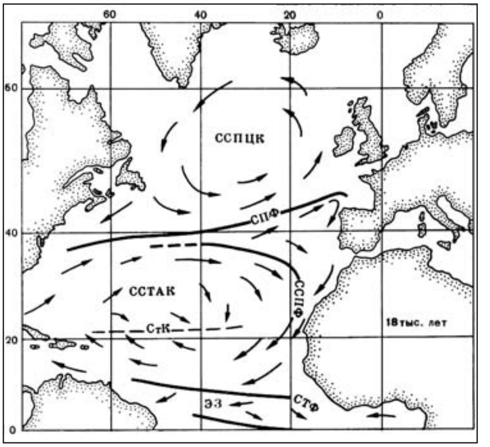


Рис. 3. Поверхностная циркуляция вод в Атлантическом океане в максимум последнего оледенения – 18 т.л.н. (по Бараш, 1988). Круговороты: ССПЦК – северный субполярный циклонический, ССТАК – северный субтропический антициклонический, ЭЗ – экваториальная зона сложной циркуляционной структуры. Фронты: СПФ – северный полярный, ССПФ – северный субполярный, СТК – северная субтропическая конвергенция, СТФ – северный тропический.

Еще одно важное гидрологическое событие – это неоднократно происходившие гляциоэвстатические изменения уровня океана, которые возможно объединить в гляциоэвстатические циклы (регрессия и последующая трансгрессия). Как известно, во время наименьшего последнего плейстоценового покровного оледенения уровень Мирового океана снижался примерно на 110–120 м *(Марков, Суетова, 1964)*. В результате многие мелководные моря на континентальных окраинах исчезали и вновь возникали в позднеледниковье, что способствовало грандиозным изменениям в соотношении суши и моря *(Лаврушин, 2007)*.

Во время оледенения наиболее значительными событиями явились: значительное расширение суши, существенное обмеление водных бассейнов, по крайней мере – западно-арктических морей, широкое распространение ледниковых покровов на континентальные окраины.

Во время деградации оледенения – в позднеледниковье – по существу, тренд изменения соотношения суши и моря имел обратную направленность, что было связано с быстро развивающейся позднеледниковой трансгрессией. На мелководных шельфах современных Баренцева и Карского морей в ходе трансгрессии с большой скоростью происходило разрушение последнего ледни-

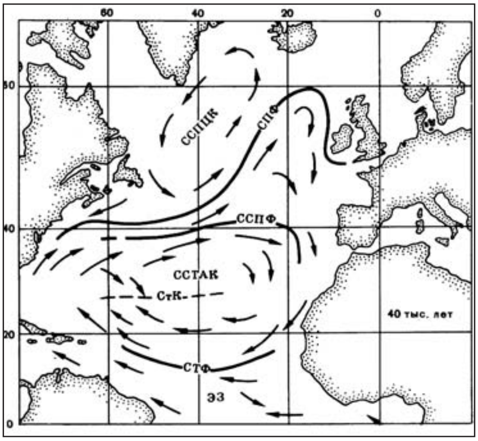


Рис. 4. Поверхностная циркуляция вод в Атлантическом океане в среднем валдае около 40 т.л.н. (по Бараш, 1988). Условные обозначения см. на рис. 4.

кового покрова. При этом это было связано не только с поверхностной, но и с экстремальной субмаринной абляцией ледникового покрова. В результате в зарождающемся в позднеледниковье мелководном осадочном бассейне господствовало специфическое осадконакопление, важнейшей особенностью которого было преобладание гляциотурбидитов. Среди последних значительная роль принадлежала суспензионно-мутьевым потокам, которыми был обусловлен лавинный тип седиментогенеза *(Лаврушин, 2005)*. С этим седиментационным процессом связано накопление толщи ленточноподобных ритмичнослоистых отложений с прямой градационной слоистостью. Максимальная мощность толщи отложений подобных образований, накопившихся примерно за 2000 лет, в Баренцевом море достигает 70 м *(Чистякова, Лаврушин, 2004)*. Поляк и др. *(Polyak et al., 1995)* установили, что накопление этой толщи происходило в два кратковременных этапа гляциомаринной седиментации. Первый из них охватывал интервал времени 12,7–12,2 тыс. л.н. (^{14}C возраст) – беллинг, а второй 10,5–9,9 тыс. л.н. вторая половина молодого дриаса – начало пребореала, что соответствует двум экстремальным импульсам гляциомаринной седиментации в Норвежском море в ходе происходившей позднеледниковой трансгрессии *(Polyak et al., 1995)*.

В последние годы по опубликованным материалам А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005) удалось реконструировать более детальную динамику позднеледниковой трансгрессии. По данным этих исследователей на юго-восточном побережье Баренцева моря от Чешской губы до Хайпудырской губы почти повсеместно на протяжении 800 км распространена так называемая прибрежная терраса, максимальная высота которой достигает 30 м. Одной из важных особенностей строения этой террасы является наличие в толще прибрежно-морских отложений прослоев разновозрастных торфяников, свидетельствующих о регрессивных кратковременных фазах в развитии позднеледниковой трансгрессии. Анализ имевшихся многочисленных радиоуглеродных датировок этих торфяников *(Лавров, Потапенко, 2005)*, а также опубликованные материалы по смежным регионам *(Polyak et al., 1995 и др.)* позволили создать более детальную динамику изменений уровня Баренцева моря во время позднеледниковой трансгрессии (рис. 5). Прежде всего было установлено, что ее максимальный уровень был около 11 тыс. л.н., т.е. в аллероде. Позднее выявился прерывисто-снижающийся тренд трансгрессии, который своего минимума достиг около 10,3 тыс. л.н. Это наиболее крупная регрессивная фаза, названная нами событием Варандей, имела возраст около 10,5–10,3 тыс. л.н. Это событие выделяется по торфянику, вскрытому на дне моря на глубине около 15 м вблизи пос. Варандей, который отражает наиболее низкое положение уровня моря. Кроме того установлены еще две кратковременные регрессивные фазы, возраст которых, судя по датировкам торфяников, был около 10,0–9,7 и 9,3–9,0 тыс. л.н. В целом упомянутые фазы снижения уровня позднеледниковой трансгрессии связаны, скорее всего, с кратковременными глобальными похолоданиями, которые существенно замедляли процессы деградации ледникового покрова. Остается лишь дополнить, что еще одна более древняя регрессивная фаза фиксируется на временном уровне около 11,7 тыс. л.н.

Необходимо также напомнить, что одной из важных особенностей деградации частей ледниковых покровов, находившихся на шельфах, является активное разрушающее воздействие на глетчерный лед вод позднеледниковой трансгрессии. Эти воды, внедряясь по трещинам в толщу льда, при одновременном повышении уровня моря образовывали многочисленные заливы, глубоко вдающиеся в шельфовый ледниковый покров, что способствовало повышению скорости его деградации *(Гросвальд, 1983)*. Подобный процесс разрушения шельфового ледника был отнесен нами к одному из типов субмаринной абляции.

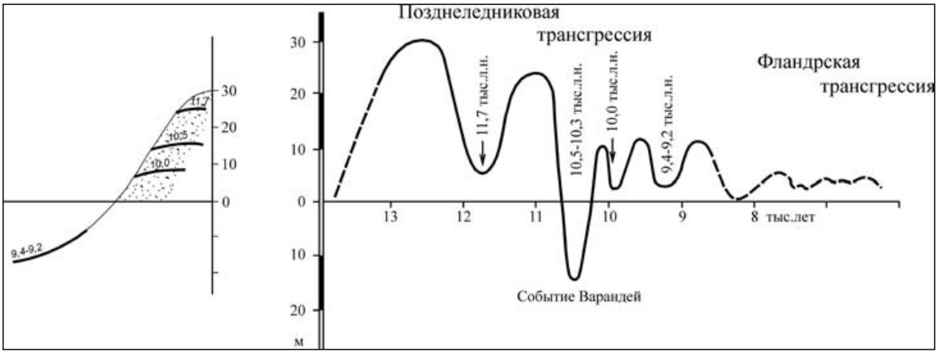


Рис. 5. Внутренняя структура позднеледниковой трансгрессии в пределах Баренцева моря.

Итак, подведем некоторые итоги. Своеобразие процесса дегляциации арктических шельфов было связано не только с потеплением климата, воздействие которого в Арктике было менее интенсивно, чем в средних широтах, но и с водами позднеледниковой трансгрессии. Скорость разрушения ледникового покрова оказалась катастрофической; близкими по скорости процесса оказались изменения и в соотношении суши и моря. Как показывают расчеты, акватория Баренцева моря (включая Печорское) воссоздалась примерно за время около 2 тыс. лет. При этом, за этот короткий интервал времени в арктических широтах были уничтожены шельфовые ледниковые покровы и море проникло в глубь суши – с запада на восток – от бровки континентального склона более чем на 1000 км.

Наконец, значительный интерес представляла собой внутренняя динамика позднеледниковой трансгрессии, осложненная неоднократными кратковременными снижениями и повышениями уровня моря (рис. 5).

Теперь кратко рассмотрим изменения в позднеледниковое время в соотношении суши и моря в арктическом районе, не подвергавшемся материковому оледенению. Наибольшее количество материалов в этом плане имеется для моря Лаптевых, где работала международная российско-германская экспедиция. В пределах различных частей акватории моря Лаптевых российско-германской экспедицией было поднято 14 колонок донных отложений, характеризующих верхнюю часть континентального склона, а также внешний, центральный и внутренний шельфы (Bauch et al., 2001). По морскому биогенному кальциту из этих коллонок было получено 119 радиоуглеродных дат. Анализ этих датировок, проведенный нами, показал, что зарождаться море Лаптевых начало в самом конце аллерода – в молодом дриасе в интервале времени 11,2–10,2 тыс. л.н. (^{14}С-возраст) и завершилось в основном в атлантический период голоцена (Levitan, Lavrushin, 2009).

Подводя итоги изложенному материалу, можно констатировать, что, судя по имеющимся датировкам, за 800–1000 лет воды Арктического океана вторглись в пределы суши примерно на 500 км, образовав акваторию моря Лаптевых. Подобное катастрофическое изменение в соотношении суши и моря было обусловлено тремя факторами: повышением уровня моря в конце позднеледниковой трансгрессии, интенсивностью процессов абразии льдонасыщенных пород, что свойственно для них и в настоящее время, а также проградацией хр. Гаккеля, по существу тектоническими процессами. Не исключено, что в начале молодого дриаса процессы проградации стали более интенсивными и в результате была образована грабеноподобная депрессия, по которой происходило проникновение трансгрессии в глубь суши в виде ингрессионного залива, что способствовало увеличению интенсивности процессов абразии многолетнемерзлых пород. Не исключено, что проникновение морских вод и образование ингрессионных заливов, внедрявшихся в глубь области распространения континентальных мерзлых толщ происходило и по другим палеодолинам (р. Оленека, Хатанги-Анабара).

Наконец, необходимо упомянуть об изменениях в соотношениях суши и моря, не связанных с ледниковыми событиями. В качестве примера можно упомянуть каргинскую трансгрессию среднего валдая на севере Европейской России. На полуострове Канин, в приустьевой части левобережья долины р. Мадахи были обнаружены две пачки морских отложений, отделенных друг от друга прослойкой торфа *(Лаврушин, Эпштейн, 2002)*, для последнего была получена конечная датировка 42 тыс. лет. Этот прослой торфа, видимо, фиксирует фазу снижения уровня моря и последующий второй трансгрессивный этап. Скорее всего, подобная динамика этой трансгрессии была связана с кратковременными эвстатическими колебаниями уровня моря.

Проникновение данной трансгрессии в глубь суши было сравнительно незначительным.

Наконец, необходимо обратить внимание на гидрологические события, которые могут быть отнесены к цунами гравитационного типа. Предложенное нами подобное название обусловлено тем, что возникновение цунами в малосейсмических районах связано с отрывом оползневых тел с поверхности континентального склона. Исследования, проведенные по проекту устойчивости континентальных склонов (проект COSTA), выявили, что в Северной Атлантике и фьордах Норвегии и Канады имеется около 300 оползней, наиболее крупные из которых имеют размеры более 100 тыс. км^2. При этом для крупных оползней было установлено смещение на сотни километров, а для некоторых свыше тысячи километров. Что очень важно, возраст некоторых из оползней соответствует возрасту цунами в прибрежной части Норвегии, Шотландии, Фарерских и Шетландских островов *(Haflidason et al., 2004)*. В таблице 1 представлены некоторые крупные оползни на континентальном склоне Норвегии.

Таблица 1. Крупнейшие подводные оползни на континентальном склоне Норвегии (Haflidason et al., 2004; воспроизводится по А.П. Лисицыну (2009)

Показатель	Северное море	Сторегга	Трена-дьюпет	Ник	Андойя	Фуглой Южный	Фуглой Северный	Медвежий
Площадь, км^2	110000	95600	141000	2200	9700	4250 (мин.)	12250 (мин.)	23000
Объем общий, км^3	32000	2400 (мин.) 3200 (макс.)	900	–	–	–	–	1100
Длина до головной части, км	1100	310	20	–	100	–	–	1400
Смещение, км	~1000	810	200	–	190	110	250	400
по обломочной части, км	–	410	–	–	–	–	–	–
по турбидитам, км	–	400	–	–	–	–	–	–
Возраст, ^{14}C	–	7250*	4000	>16200	<10000	>10000?	>10000?	>20000

1.2. Седиментационные события

Естественно, что возникновение данного типа событий связано как с гидрологическими процессами, так нередко и существенными изменениями климата

Среди седиментационных событий нами выделяются три типа: накопление ритмитов, которые содержат разного типа планктонную микрофауну; отложения, обогащенные материалом ледового разноса (IRD) и отложения, которые относятся нами к классу гляцотурбидитов.

В строении позднеплейстоценовых океанских осадков северной окраины Атлантики, примыкающей к бассейну Северного Ледовитого океана, обнаруживается характерная ритмичность строения, которая обусловлена изменчивостью природы водной толщи, ледовитостью и разнопорядковыми изменениями климатической обстановки.

В каждом седиментационном цикле выделяется три типа осадков. В основании ритма залегает пачка глинистых осадков, в которой нацело отсутствуют или содержатся в крайне незначительном количестве какие-либо планктонные микроорганизмы. Данный элемент цикла может рассматриваться как отложения, накопившиеся под толщей сплошного покрова морского льда. Применительно к северной Атлантике речь может идти о более широком распространении к югу морского льда, полярных вод, коррелирующихся с похолоданиями климата.

Вышележащий элемент ритма представляет собой осадки, обогащенные материалом ледового разноса, вытаявшего из морского льда и айсбергов. В отложениях данного элемента седиментационного ритма появляются в небольшом количестве планктонные микроорганизмы, среди которых одной из характерных форм являются фораминиферы *Neogloboquadrina pachiderma* (левозавернутая форма), являющиеся индикатором поверхностных холодных вод. В этих же осадках встречаются фораминиферы поверхностных теплых и умеренных (промежуточных в температурном плане) вод. Отложения данного элемента седиментационного ритма, получившие наименование как события Хейнриха, в ряде случаев отражают начальную фазу адвекции атлантических вод в высокоширотные арктические районы, а иногда оказываются даже более продолжительными. Последнее свойственно, например, событию H4, которое по своей длительности оказалось продолжительнее зоны HP. Одновременно, зона HP4 оказалась между двумя продолжительными малопродуктивными зонами LP4 и

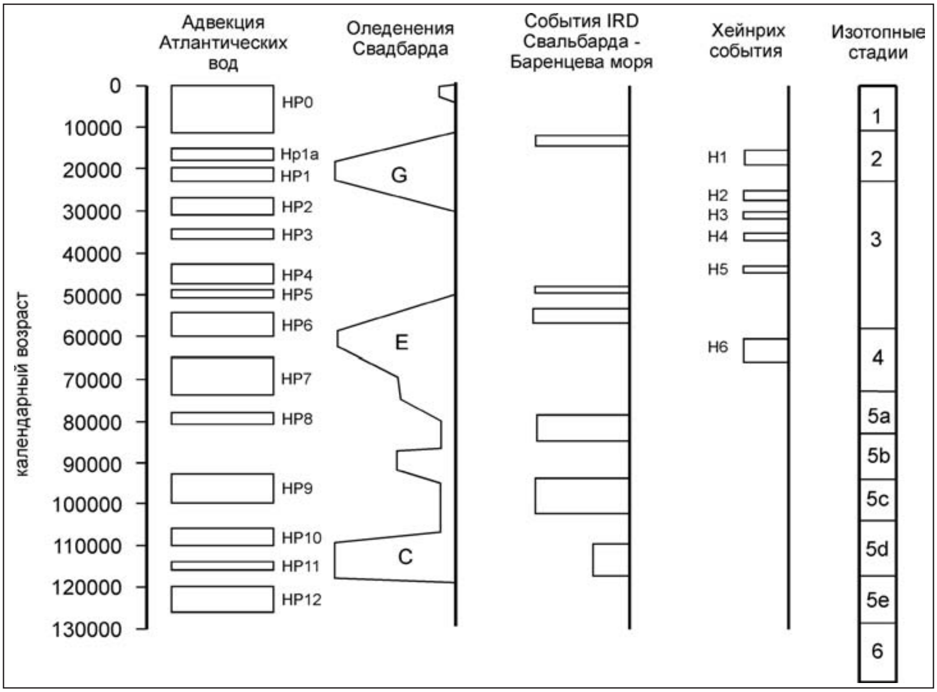


Рис. 6. Позднеплейстоценовые адвекции атлантических вод в высокоширотную Арктику (Hald, 2001).

LP3. Видимо, в это время в Атлантическом океане существовал большой приток полярно-арктических вод с полями морского льда, а поток атлантических вод был «прижат» к побережью Западной Европы.

Завершающий элемент ритма представлен пачкой осадков, выделяемых как высокопродуктивные слои (HP), обогащенные планктонными фораминиферами и другими микроорганизмами, свойственные атлантическим водам. Таким образом, данный элемент ритма отражает обширное проникновение в высокоширотные районы упомянутого типа вод и связанное с этим процессом интенсивное таяние покрова морского льда. В это время в зависимости от продолжительности адвекции и связанного с ней приноса различной мощности теплового потока, происходит образование значительных свободных от льда водных пространств, что было благоприятно для обитания планктонных микроорганизмов. С рассматриваемым элементом седиментационного ритма связано потепление климата. В позднем плейстоцене северной Атлантики выделяется 12–15 адвекционных событий проникновения атлантических вод в высокоширотную Арктику (рис. 6).

Приведенный рис. 6 показывает неоднократно происходившие ААВ и соответственно по нему же можно судить о АПВ в южном направлении. При этом, по данным некоторых исследователей, АПВ проникали до 50°с.ш. и даже 43°с. ш. Соотношения между HP и H для последних 60 тыс. лет показаны на рис. 7. Этот рисунок охватывает интервал времени, для которого датировки были сделаны АМС ^{14}C методом и соответственно являются более точными. Тем не менее корреляция HP с событиями Хейнриха не является однозначной. В одних случаях последние предшествуют AAB, в других – они оказываются более продолжительными, что позволяет думать, что отмеченные седиментационные циклы в некоторых случаях оказались более сложно построенными.

Что касается событий IRD, которые показаны на приводимых рисунках, то в данном случае речь идет о существенно значительном содержании материала ледового разноса в донных осадках океана. Как будет отмечено ниже, для позднеледниковья при гляциоэвстатической трансгрессии происходит массовое айсбергообразование, что значительно увеличивает содержание IRD в осадках. Более того, это позволяет выделить этапы или события массового образования айсбергов.

Наконец, последний момент, на который необходимо обратить внимание. В данном случае речь идет о так называемых гляциотурбидитах. Среди этих отложений выделяется несколько типов отложений, накопление которых отличалось сверхвысокими скоростями. Конечно, непременным условием для образования субмаринных гляциотурбидитов являются значительные гипсометрические градиенты. В настоящее время они отсутствуют, но существовали во время оледенения, и их наличие было связано с краевой частью ледникового покрова. Накопление гляциотурбидитов является одной из седиментационных особенностей позднеледниковья.

1.3. Термодинамические события морского ледового покрова Арктического океана

В настоящее время среди значительной группы исследователей, в том числе авторов реконструкций природной обстановки проекта CLIMAP, распространены представления о постоянной термодинамической устойчивости морского ледового покрова Северного Ледовитого океана. Более того, в некоторых работах говорится о непрерывности существования ледового покрова на протяжении нескольких миллионов лет. Однако в последнее десятилетие в связи с глобальным потеплением климата отмечены важные изменения в структуре водной массы, в морской биоте и в ледовом покрове океана. В отношении последнего, как показала космическая съемка, в последнее время в океане вплоть до Северного полюса начали возникать огромные полыньи, отражающие внезапное событие частичной деструкции морского ледового покрова Северного Ледовитого океана.

Анализ имеющихся публикаций, в которых в той или иной степени затрагивается эта проблема, показал, что в геологической истории морского ледового покрова Северного Ледовитого океана неоднократно возникали эпизоды экстремального уменьшения ледовитости, существенно более масштабные, чем возникшие в настоящее время. Важной методической основой для подобного вывода явились установленные корреляционные связи кислородно-изотопных стадий и подстадий, обнаруженных в Гренландском ледниковом покрове и в донных отложениях северной части Атлантического океана, вскрытых скважинами и колонками, со слоями (событиями) Хейнриха *(Heinrich, 1988)*. Эти события фиксируют эпизоды массового сброса материала ледового разноса тающих айсбергов и фрагментов морского льда. Второй важной методической основой сформированного вывода явилось обнаружение в отложениях высокоширотных районов Атлантики планктонных фораминифер, фиксирующих

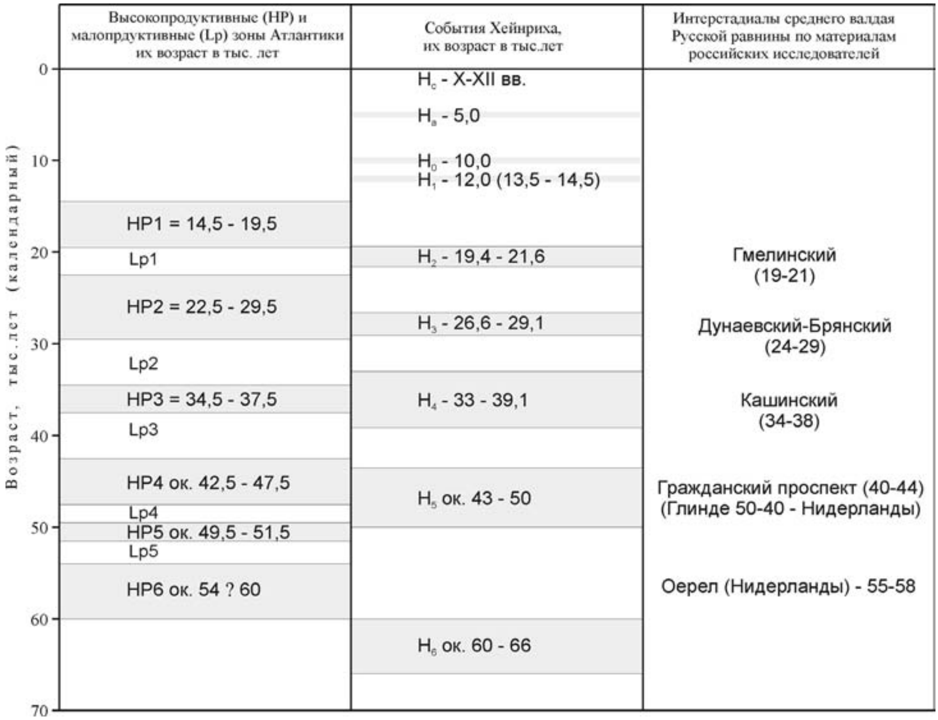


Рис. 7. Геохронологичесая корреляция высокопродуктивных зон (адвекции атлантических вод в высокоширотную Арктику), событий Хейнрика и интерстадиалов среднего валдая Русской равнины (составлена для Атлантики по материалам Dokken, Hald, 1999; Shaw, 1995; Bond et al., 1993; Hald, 2001; для Русской равнины – по материалам российских исследователей; интерстадиалы глинде и оерел – по зарубежным исследователям) – с изменениями.

эпизоды разрушения морского ледового покрова и существование открытого океана. Более того, как отмечалось, планктонные фораминиферы, а в некоторых случаях совместно с кокколитами, участвуют в сложении так называемых высокопродуктивных слоев (HP). Эти слои фиксируют неоднократные (по составу планктонных специй) процессы адвекции атлантических вод в высокоширотные районы Атлантического океана, способствовавшие увеличению интенсивности процессов таяния значительных объемов морского льда и айсбергов, приповерхностной редукции солености и, соответственно, вертикальном расслоении океанской водной массы.

Несомненно значительный вклад в выявление временной последовательности интенсивного проявления процессов сброса материала ледового разноса (IRD) был сделан Хенрихом *(Heinrich, 1988)* при изучении донных колонок, поднятых в северо-восточной части Атлантического океана в районе возвышенности Драйзек (глубины от 3900 до 4550 м).

В изученных колонках донных отложений в пределах позднего плейстоцена Х. Хенрих выявил шесть интервалов повышенного содержания материала ледового разноса (фракции 180–3000 mm). Одновременно изучались планктонные фораминиферы, среди которых установлены фораминиферы поверхностных холодных вод: *Neogloboqudpina pachiderma (S.)*; поверхностных теплых вод: *G. truncatulinoides, G. scitula, G. ruben и G. hirsute*; поверхностных умеренных (промежуточных) вод: *G. inflata*. Необходимо отметить, что в ходе исследований было установлено, что наибольшее процентное содержание N. pachiderma, являющейся одним из индикаторов поверхности холодных талых вод почти полностью совпадает с пиками повышенного содержания в осадках материала ледового разноса.

В отношении причин происхождения слоев с повышенным содержанием материала ледового разноса, то первоначально это связывалось, главным образом, с эпизодами высокой инсоляции, которая оказывала влияние как на увеличение притока в океан пресных талых ледниковых вод, так и способствовала возрастанию интенсивности процесса айсбергообразования *(Heinrich, 1988)*. При этом допускалось, что максимальный или повышенный сброс на дно материала, транспортируемого льдом, происходил как в стадиалы, так и в холодные интервалы межстадиалов. Позднее события массового сброса материала ледового разноса стали называться событиями Хейнриха и их стали коррелировать с комплексом различных факторов: с экстремальной деградацией ледниковых щитов, с изменениями уровня океана, реорганизацией океан-атмосферной циркуляции. По нашему мнению, главным фактором являлись существовавшие мощные адвекции полярных вод в Атлантику через пролив Фрама, с которыми был связан вынос огромных полей разреженного морского льда из Арктического бассейна, что позволило высказать мнение о возможной «ледовитости» северной части Атлантического океана. Таким образом, весь комплекс перечисленных причинно-следственных факторов позволяет думать о несомненной связи событий Хейнриха с коллапсами морского ледового покрова не только на его периферии, но и в центральных частях Северного Ледовитого океана, что находит свое отражение в этих районах не только в повышенном содержании грубой фракции в океанских среднеплейстоценовых осадках, но и в появлении планктонных фораминифер *(Spielhagen et al., 1997)*. Повышенное содержание последних в отдельные временные интервалы позволяет думать, что к ним были приурочены открытые пространства океана, свободные от покрова многолетних морских льдов.

Следует отметить еще одно обстоятельство. Как отмечалось, в палеоклиматическом и палеоокеанском отношениях при адвекциях атлантических вод в высокоширотную Арктику между частями океана, покрытого морским льдом, и относительно теплой безледной поверхностью океана создается значительный температурный градиент, который способствует усилению штормовой деятельности и возрастанию интенсивности циркуляции поверхностной водной массы. В конечном итоге это также способствует разрушению морского льда. Благодаря этому градиенту возникают коридоры штормов и фронтальные зоны, способствующие увеличению интенсивности циркуляции поверхностной водной массы и соответственно разрушению покрова морского льда. В качестве одного из результатов ААВ в центральные районы Арктического океана являлось сокращение и, возможно, даже исчезновение морского ледового покрова, а с затуханием процессов адвекции атлантических вод происходило его восстановление и разрастание, что было связано уже с адвекцией полярных вод в южном направлении.

Имея в виду изложенное, среди термодинамических событий покрова морского льда можно выделить три события или состояния: сплошной покров, разреженный и отсутствие льда.

1.4. Атмосферно-гидрологические события

В данной группе событий мы ограничимся лишь перечислением важнейших из них. Это фронтальные зоны и их миграция, этапы интенсивного проявления штормов, а также деградация покровных оледенений, с которыми связаны значительные изменения во внутренней структуре водной массы.

2. Высокоразрешающая стратиграфия важнейших природных событий арктических районов Атлантики для последних 20 тыс. лет (^{14}C возраст)

Данный временной интервал отличается последовательной сменой разнопорядковых контрастных климатических обстановок, важными палеоокеанологическими событиями и своеобразными осадочными процессами. Как известно, среди природных обстановок выделяются: ледниковая, позднеледниковая и межледниковая (голоцен). Как показали имеющиеся материалы, палеоокеанологические события в рассматриваемом временном интервале определяются нестабильностью адвекций атлантических и полярных вод, что обуславливает различия в морской биоте, меняющемся температурном режиме поверхностных вод, изменениями солености водной толщи, непостоянством существования морского ледового покрова, а также появлением и миграцией атмосферных фронтов. С таянием ледников в океан поступало значительное количество талых вод, что, с одной стороны, усложняло стратификацию водной толщи, а с другой – в прибрежных мелководных районах за счет возникновения позднеледниковой трансгрессии вызывало значительные изменения в соотношении суши и прилежащей акватории.

Своеобразие осадочных процессов особенно проявлялось в позднеледниковье в связи с гляциотурбидитовым осадконакоплением. Кроме того, существенное влияние на состав формирующихся осадков оказывали айсберги и морской лед, с которыми связано вытаивание из них материала ледового разноса (IRD) и обогащение последним донных осадков. Согласно опубликованным данным зарубежных исследователей IRD в донных осадках начинает появляться в начальной стадии дегляциации, но наибольшая концентрация IRD приурочена к первой трети позднеледниковой трансгрессии, благодаря которой происходило активное разрушение фронтальных частей ледников, выдвинувшихся на шельф, что способствовало образованию значительного количества айсбергов. Установлено также, что IRD обогащает осадки, сформировавшиеся в эпизоды кратковременных похолоданий, например, разновозрастные эпизоды дриаса, в частности, особенно это оказалось хорошо выраженным в позднем дриасе. В осадках межстадиалов пики IRD совпадают с увеличением потока талых ледниковых вод. В голоцене повышенное содержание IRD установлено в отложениях климатического оптимума в пребореале, а также выявлен тренд постепенного увеличения его количества в последние 4000 лет. Таким образом, появление в осадках IRD может быть обусловлено несколькими причинами, а в Арктическом океане (в квартере) в различных количествах присутствует постоянно. Дополнительно к указанному следует напомнить, что для данного района свойственна повышенная сейсмичность, которая также может оказать влияние на интенсификацию процесса айсбергообразования.

В обсуждаемом временном интервале выделяется следующая последовательность смены природных обстановок.

I – максимум последнего оледенения; II – этап дегляциации, в котором выделяются несколько подэтапов: II1 – начальный подэтап, II2 – подэтап интенсивного айсбергообразования; II3 – подэтап межстадиального потепления (беллинг–аллерод), II4 – подэтап похолодания позднего дриаса и второй подэтап интенсивного айсбергообразования; III – современное межледниковье – голоцен, в котором рассматриваются резко выраженные разнопорядковые события. Среди последних обращается внимание на ранний пребореал и на последующие события: климатический оптимум бореала, «событие 8.2 тыс. лет» и значительные температурные изменения среднего и позднего голоцена. Даже предварительно изложенное позволяет рассматривать изменения природной среды в избранном временном интервале как одну из вероятных моделей изменения природной среды в высокоарктических районах на переходе от оледенения к межледниковью, а также в пределах последнего (рис. 8).

I. Максимум последнего оледенения – C_{14} возраст от 20 до 15,5 тыс. лет.

В осадках этого времени на шельфе и континентальном склоне между о. Зап. Шпицберген и о. Медвежий содержание N. pachyderma (S.) составляет более 90% от всех планктонных специй. В данном районе доминировали арктические и полярные поверхностные воды, а на поверхности океана, скорее всего, существовал постоянный покров морского льда. Среди осадков имеются гляциотурбидиты *(Ebbesen et al., 2007; Slubowska-Woldengen et al., 2007)*.

II. Этап дегляциации или позднеледниковья подразделяется на несколько подэтапов.

1. Начальный подэтап дегляциации (15,5–15 тыс. л.н.).

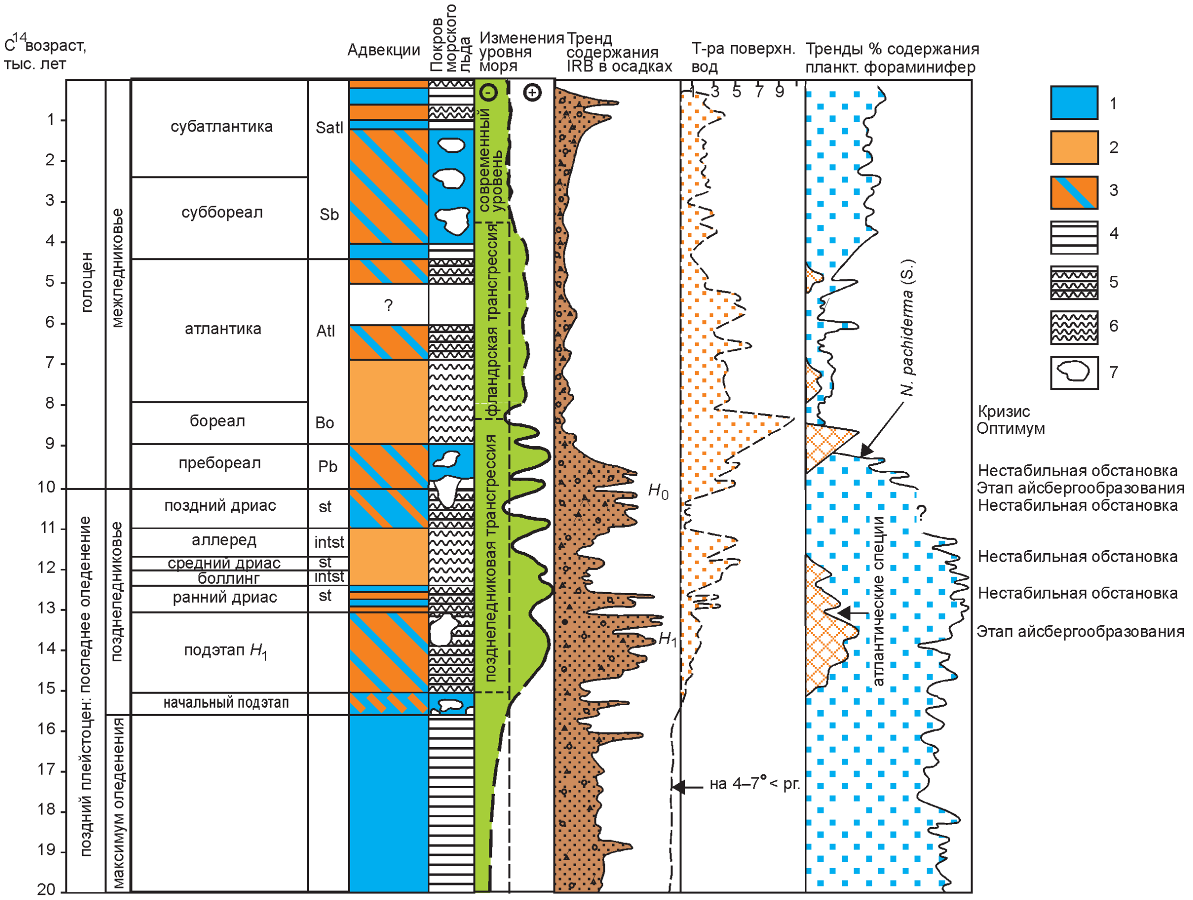
В осадках, датируемых 15250 л.н., появляется IRD. Пониженное содержание O18 в раковинах планктонных фораминифер может быть связано с появлением талых вод. По бентосу также отмечается понижение солености водной толщи. Тем не менее данный временной интервал отличался холодной полярной кондицией.

2. Подэтап интенсивного айсбергообразования – событие Хейнриха H-1 (15–13 тыс. лет).

Отличительной особенностью настоящего подэтапа является появление в донных осадках значительного количества IRD. Согласно геохронологическим исследованиям, значительное айсберговое осадконакопление можно связать с начальным этапом позднеледниковой трансгрессии, что способствовало интенсивному разрушению фронтальных частей ледников, выдвинувшихся в акваторию, и соответственно оживлению процесса айсбергообразования. По результатам изотопных исследований, соленость водной толщи была пониженной за счет притока талых ледниковых вод.

Среди бентосных фораминифер доминируют *Elphidium excavatum* и *Cassidulina reniforme* – типичные специи, являющиеся индикатором ледниково-морской седиментации. Не исключено, что в это время существовал покров морского льда. В конце рассматриваемого подэтапа происходят изменения в составе микрофауны. Количество указанных специй заметно уменьшается, и вместо них увеличивается *Cibicides lobatus* – индикатор режима активного течения и *I. noncrossi/helenae* – показатель стабильности солености и индикатор высокого содержания органики. Все это свидетельствует об исчезновении постоянного покрова морского льда или близкого расположения его края и отступании ледникового фронта.

Рис. 8. Последовательность важнейших природных событий арктических районов Атлантики в последние 20 т.л.



3. Подэтап межстадиального потепления беллинг–аллерод (C_{14} возраст 13–11 тыс. л.н., включая ранний и средний дриас).

Данное событие характеризуется глобальным потеплением, в том числе и в Арктике, тем не менее климатическая обстановка не отличалась стабильностью. Вблизи Шпицбергена и севернее, по данным изучения фораминифер, существенно увеличивается влияние адвекции атлантических вод, хотя тренд этого влияния не был однонаправленным. По данным изотопно-кислородных исследований SST не была постоянной, что отмечается для временного интервала 14–13,5 тыс. лет (древний дриас). В этом интервале SST по крайней мере 4 раза была не выше 1°С. С этими похолоданиями коррелируется содержание в донных осадках *N. pachyderma (S.)*, достигающее 100%. Это позволяет говорить о кратковременном прекращении или чрезвычайной ослабленности адвекции атлантических вод, по крайней мере, связанной с Западно-Шпицбергенской ветвью Гольфстрима, и соответственно адвекциями к югу полярных вод. В более поздней части беллинга и аллероде природная обстановка становится более стабильной с температурой около 3°С.

По данным изучения содержания в осадках IRD фиксируется два небольших пика, видимо, соответствующих древнему и среднему дриасам, но в целом количество IRD существенно уменьшилось.

Событие беллинг–аллерод, установленное в донных осадках коррелируется с гренландским интерстадиалом I, для которого выделяются три фазы (в календарном летоисчислении): Gi-1e (14,7–14,05 тыс. лет), Gi-1c (13,9–13,15 тыс. лет), Gi-1-1a (12,9–12,65 тыс. лет). Для этих фаз в акватории, прилежащей к Гренландии, установлено высокое биоразнообразие морской микробиоты *(Wollenburg et al., 2007)*.

4. Подэтап похолодания позднего дриаса (C_{14} возраст 10–11 тыс. лет; календарный 12,6–11,5 тыс. л.н.).

В донных осадках позднего дриаса установлено увеличение содержания IRD. Вероятно, это было связано с выдвижением в шпицбергенских фиордах в акваторию фронтальных частей выводных ледников и продолжающейся позднеледниковой трансгрессией, усиливающей процесс айсбергообразования. Севернее на плато Ермак также обнаружено в донных осадках IRD *(Birgel, Hass, 2004)*.

По данным изотопных исследований фиксируется понижение солености водной массы. Уменьшение количества в осадках *M. barleanum, C. lobatus, C. neoteretis* дает основание говорить о редуцированном влиянии атлантических вод в пределах шельфа. В пределах континентального склона вблизи Шпицбергена, в связи с высоким содержанием *N. pachyderma (S.)* в осадках, доминировали полярные поверхностные воды. Одновременно значительное количество C. neoteretis дало основание полагать, что в этом районе под полярными водами, вероятно, существовал поток атлантических вод *(Rasmussen et al., 2007)*. Вместе с тем, относительно высокое содержание в осадках позднего дриаса N. labradorica позволило высказать мнение о том, что вблизи Шпицбергена располагались океанографические фронтальные зоны: полярный фронт и арктический прибрежный фронт.

III. Современное межледниковье – голоцен (C_{14} возраст 10 тыс. лет – ныне; календарный возраст – 11,5 тыс. лет – ныне)

В начале голоцена в высокоширотной Атлантике произошло очень значительное палеоокеанологическое событие – климатический оптимум, по времени совпавший с обширным проникновением атлантических вод, что отразилось в повышении SST, смене полярной фораминиферовой биоты на субполярную, изменении ледовой обстановки *(Ebbesen et al., 2007; Hald et* *al., 2007; Mayewski et al., 2007)*. Тем не менее, для самого начала голоцена установлен эпизод нестабильной обстановки – происходила неоднократная смена кратковременных смен потеплений и похолоданий. Эти климатические осцилляции имели продолжительность около 100 лет. Важное климатическое событие, представляющее собой климатический оптимум, фиксируется в интервале 10,8–9,0 тыс. календ. лет (пребореал–бореал). В этом событии две части: ранняя (10,8–9,7 тыс. календ. лет) и поздняя (9,7–9,0 тыс. календ. лет).

Для ранней части оптимума установлен тренд SST от 4 до 9°С, а в поздней – SST достигала 10°С выше современной (учитывая, что современная поверхностная летняя температура воды достигает 3°С, температура могла достигать 13°С). Подобный резкий температурный сдвиг произошел меньше чем за 100 лет и отражал сезонное потепление около 0,1°С в год.

Во время данного климатического оптимума фиксируется резкое изменение в составе планктонных фораминифер. Содержание *N. pachyderma (S.)* снижается до 10%. Доминирует субполярная специя *(T. quinqueloba)*; около 9 тыс. календ. л.н. содержание этой специи достигает 77%.

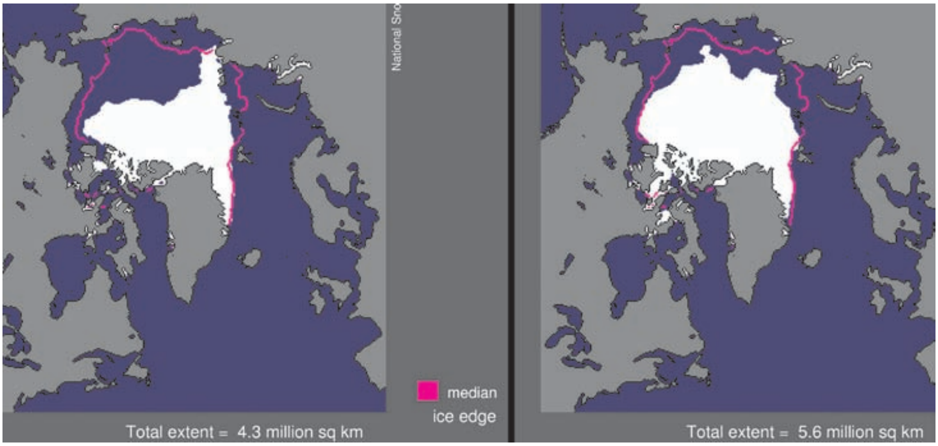


Рис. 9. Пример катастрофического уменьшения площади покрова морского льда за два года с 2005 по 2007 год. Покров льда уменьшился на 1млн 300тыс км². Космические снимки NASA

В пребореальных отложениях моря Лаптевых в пределах внешнего шельфа установлено существенное увеличение североатлантических видов диноцист. По анализу состава динофлагеллат высказано предположение, что в это время сокращался морской ледовый покров. Позднее, около 7,4 календарных л.н. в данной акватории природные условия установились близкие к современным *(Клювиткина, 2007; Клювиткина, Баух, 2006)*.

Климатический оптимум в раннем голоцене фиксируется также по результатам изучения диатомей и радиолярий.

В озерных отложениях на о. Зап. Шпицберген по данным палинологического анализа данный оптимум установлен в озерных осадках. При этом было высказано мнение, что температура в летнее время была выше современной на 2°С *(Birks, 1991)*.

Севернее, в районе плато Воринг по данным диатомового анализа летние температуры поверхностной водной толщи были на 4°С, а по фораминиферам – на 4–5°С выше современной. В связи со всем изложенным, по крайней мере в западной части арктического бассейна отсутствовал покров морского льда.

В бореале (8,2 тыс. календ. л.н.) произошло так называемое «событие 8.2». Отличительной особенностью данного события явилось резкое очень быстрое в течение 9 лет снижение SST с 9,8 до 7,8°С. Скорость понижения температуры достигала 0,22°С/год. Одновременно в составе планктонных фораминифер за чрезвычайно короткий интервал времени субполярная микробиота сменилась полярной *(Ebbsen et al., 2007)*.

В более позднее время голоцена в Западной Арктике выявляется общая направленность природной обстановки к похолоданию, на фоне которой фиксируется нестабильность гидрологической обстановки. Это выражается в виде увеличения или уменьшения покрова морского льда, изменения солености водной толщи, количественных различиях в потоке IRD. Наиболее резкие температурные сдвиги в среднем и позднем голоцене имели место 6000–5000, 4200–3800, 3500–2500, 1200–1000 и 600–150 календарных л.н. *(Mayewski et al., 2004)*.

Выше было обращено внимание на наиболее принципиальные, с нашей точки зрения, результаты исследований по климато-палеоокеанологическим и седиментационным событиям Гренландско-Шпицбергенской высокоширотной Атлантики, непосредственно примыкающей к Северному Ледовитому океану. Анализ этих материалов позволяет очень кратко обсудить некоторые важные вопросы. Прежде всего, речь идет о гидрологических особенностях и геологической истории Западно-Шпицбергенской ветви Гольфстрима, которая обеспечивает проникновение в Арктический океан атлантических вод. В этой связи уместно отметить, что «следы» адвекции этих вод в Арктику зафиксированы, например, в восточных районах в отложениях пребореала моря Лаптевых, где обнаружены северо-атлантические виды диноцист. В этом же районе по анализу динофлагеллат отмечено, что в отложениях климатического оптимума голоцена (атлантическое время) существенно сокращался покров морского льда. В рассмотренный интервал времени адвекции атлантических вод имели различную длительность и неодинаковые среднегодовые потоки тепла, приносимые ими в высокоширотную Арктику. В целом, тип этих адвекций можно охарактеризовать как импульсный, и есть основание полагать, что неоднократно Западно-Шпицбергенская ветвь Гольфстрима не только значительно ослабевала, но и могла временно прекращать свое существование. Поэтому можно полагать, что Западно-Шпицбергенская ветвь Гольфстрима, благодаря своим гидрологическим особенностям, имела сложную геологическую историю. Важно отметить, что с моментами ослабления или прекращения поверхностных адвекций атлантических вод связано большее распространение к югу полярных вод. Подобное динамическое взаимодействие атлантических и полярных вод обуславливало возникновение разнопорядковых природных ситуаций с достаточно хорошо выраженными меняющимися во времени различной длительности трендами различной длительности потепления или похолодания климата не только в Арктическом океане, но и в пределах внетропической области прилежащей суши. Одновременно с этими же климато-гидрологическими процессами оказывается связана нестабильность океанской термохалинной палеоциркуляции: с адвекциями атлантических вод связана ее активизация в Норвежско-Гренландском бассейне, а с проникновениями полярных вод в южном направлении ее ослабление *(Иванова, 2006; Slubowska-Woldengen et al., 2007)*.

С проникновением атлантических вод в Норвежско-Гренландский бассейн и в Арктический океан происходила редукция покрова морского льда. Подобная направленность неустойчивости покрова морского льда (по анализу динофлагеллат), как отмечено выше, установлена также в отложениях климатического оптимума голоцена моря Лаптевых. В Норвежско-Гренландском бассейне по ассоциациям фораминифер намечается периодическое исчезновение или появление покрова морского льда, что связано с соответствующими, меняющимися во времени, адвекциями различного типа поверхностных водных толщ.

Анализ литературы позволяет сделать вывод о значительных изменениях покрова морского льда в Северном Ледовитом океане, что также подтверждается данными космической съемки последних лет. Последние дают основание думать о высокой динамичности покрова морского льда, который может менять площадь своего распространения в чрезвычайно короткое время (рис. 9).

Изложенные выше материалы показывают, что в Западной Арктике в позднеледниковье была достаточно нестабильная природная обстановка, которая была связана с меняющимся типом поверхностных водных толщ, осложнялась мигрирующими атмосферными фронтами, изменяющейся ледовитостью, соленостью, температурным режимом воды и воздуха, иногда сопровождающейся интенсивным айсбергообразованием и соответственно развитием процессов ледниково- и ледово-морского осадконакопления. При этом последнее, как отмечалось выше, происходило в начальный этап позднеледниковой трансгрессии и в пребореальный период голоцена.

Подводя краткие итоги данного раздела, необходимо еще раз обратить внимание на рис. 9, на котором суммированы важнейшие изменения природной среды. Речь идет о таких событиях как нестабильность покрова морского льда, гляциоэвстатических изменениях уровня бассейна, особенно заметных в его краевых частях, палеотемпературах и морской биоте. Кроме того, в тексте отмечалось, что с кардинальными изменениями структуры водной массы коррелируются также кратковременные эпизоды повышенной нестабильности атмосферно-гидрологических ситуаций, которые обуславливали динамику полярного фронта и эпизоды усиленного проявления штормов. Эпизоды последних проявлялись в начале беллинга, в молодом дриасе, в начале голоцена и в бореале (событие 8.2). Особенно важно отметить наличие моментов катастрофически-быстрых изменений палеотемператур не только в направлении их повышения, но и понижения (рис. 8).

Таким образом, имеющиеся материалы дают основание думать, что Атлантико-Арктическая атмосферная климатическая машина определяла основные тренды развития природной обстановки не только в Арктике, но и в бореальном (умеренном) поясе прилежащей суши в недавнем геологическом прошлом *(Лаврушин, 2007)*.

Важнейшим процессом, оказывавшим влияние на направленность преобразований природной обстановки, являлись Адвекции Атлантических Вод (ААВ) в Арктический океан и Адвекции Полярных Вод (АПВ) в Атлантику. В Арктическом океане с проникновением атлантических вод коррелируется нарушение сплошности покрова морского льда, изменения морской биоты, а на суше – потепления климата. Наоборот, адвекции полярных вод в Атлантику, проникновение которых, как отмечалось, фиксируется до 50 с.ш., а некоторыми исследователями даже до 43°с.ш., геохронологически достаточно уверенно коррелируются с соответствующими похолоданиями. Таким образом, геохронологически устанавливается достаточно четкая корреляционная связь между разными типами адвекций, их продолжительностью и различной длительностью и типами ландшафтно-климатических событий на Русской равнине.

3. Корреляция океанских событий высокоширотной Арктики с ландшафтно-климатическими событиями на Русской равнине

Естественно, что корреляцию океанских событий высокоширотной Арктики с ландшафтно-климатическими событиями на Русской равнине возможно осуществить лишь на существующей в настоящее время геохронологической основе. При этом, среди ландшафтно-климатических событий Русской равнины имеются в виду те из них, которые происходили в последние 50 тыс. лет, поскольку лишь для этого временного интервала имеются их геохронологические датировки. В этом отношении очень кратко рассмотрим термохронные и криохронные события среднего валдая (MIS-3), стадиальные и интерстадиальные события времени последнего оледенения (MIS-2) и некоторые эпизоды природной обстановки на суше и их связи с океанскими событиями в голоцене (межледниковье – MIS-1). В числе важнейших океанских событий в настоящей работе обращается внимание главным образом на разнонаправленные адвекции ААВ и АПВ, а также на последствия изменений общей структуры морских течений. Адвекции атлантических вод Хенрих *(Heinrich, 1998)* подразделил на три типа: максимальную – тип характерный для межледниковий, умеренную, свойственную интерстадиалам и минимальную – для времени оледенений. Таким образом, по мнению данного исследователя, ААВ происходили непрерывно и различия между ними были лишь в их интенсивности. Как известно, одним из важнейших критериев распознавания данного типа адвекций является наличие в донных осадках атлантических планктонных специй. Как ясно из опубликованных работ, иногда в осадках присутствуют лишь полярные микроорганизмы, содержание которых может достигать 100%. Поэтому в данной работе был сделан вывод по крайней мере о частичном локальном прекращении адвекции атлантических вод, что существенно усложняет историю данного типа океанского течения и его влияния на природную обстановку на прилежащей суше. В качестве иллюстрации данного положения обратимся к Западно-Шпицбергенской и Нордкапской ветвям Гольфстрима *(Лаврушин, 2009)*. Как было показано ранее, высокие температуры поверхностных вод были свойственны в пребореале – частично бореале первой из указанных ветвей. Это нашло свое отражение на Свальбарде, где годовая температура оказалась на 2°С выше современной. Подобное потепление отмечено в указанное время в качестве климатического оптимума в Азиатской части Евразии. На территории Европейской части России в бореальной зоне были неоднократные относительные незначительные потепления и похолодания, но ландшафтов времени климатического оптимума не существовало.

Позже природная ситуация изменилась коренным образом, что было, как нам представляется, связано с резким уменьшением мощности потока Западно-Шпицбергенской ветви и увеличением влияния на сушу Нордкапской ветви Гольфстрима. Это произошло в атлантическом периоде голоцена, и соответственно в это же время в пределах Русской равнины были широко развиты ландшафты климатического оптимума.

В суббореале по нашим материалам (*Лаврушин и др., 1990*) в Баренцевом море возникло холодное Восточно-Шпицбергенское течение. В это же время на севере Европейской части России возникла тундра *(Спиридонова, Лаврушин, 2005)*. Более того, установленный на территории Европейской России эпизод существенного потепления климата IX–XII вв., который нередко называется малым климатическим оптимумом, мог быть связан с кратковременным адвекционным импульсом усиления мощности атлантического потока Нордкапской ветви. Подобное предположение, хотя пока и не имеет прямой аргументации, тем не менее возможно, поскольку незначительные по продолжительности палеоклиматические импульсы для последних 400 лет, обнаруженные в высокоширотной Арктике и на суше, оказываются вполне коррелятными *(Overpock et al., 1997)*. В частности, установлено, что в последние 400 лет самые высокие температуры в Арктике были в период с 1840 г. до середины XX столетия. Это потепление началось в конце малого ледникового периода, и с ним связано отступание ледников, таяние вечной мерзлоты, покрова морского льда и изменение континентальных и озерных экосистем.

Корреляция интерстадиалов и стадиалов времени последнего оледенения с атлантическими адвекционными событиями западной части высокоширотной Арктики по существу была достаточно подробно разобрана выше. В ландшафтном плане на Северо-Западе в беллинге господствовала лесная растительность, которая была представлена сосновыми и березово-сосновыми лесами, сочетающимися с перигляциальными группировками. В аллероде произошло улучшение климатических условий и лесообразующая роль перешла к ели. Доминирующими в растительном ландшафте были еловососновые и сосново-еловые леса с участием березы, а также присутствие единичных широколиственных пород. В этой связи следует напомнить, что в высокоширотной Арктике в это время была достаточно мощная адвекция атлантических вод.

Рассмотрим кратко ландшафты среднего валдая. Как давно уже было установлено, средний валдай – это неледниковый интервал между калининским и осташковским оледенениями продолжительностью около 30 тыс. лет. В истории изучения этого интервала предпринимались попытки придать ему ранг межледниковья. В связи с этим А.И. Москвитин (1954) в стратиграфической схеме четвертичных отложений выделил его в качестве моложе-шекснинского межледниковья. Впоследствии детальные палинологические исследования показали, что стратотип, послуживший основой для выделения этого межледниковья оказалось имеет более древний лихвинский возраст. В результате многие исследователи стали придавать среднему валдаю ранг межстадиала или мегаинтерстадиала, хотя этот интервал позднего плейстоцена не был связан с каким-либо оледенением. В последнее время А.А. Величко (2009) вновь стал придавать среднему валдаю ранг межледниковья. В качестве стратотипа климатического оптимума этого межледниковья по палинологическому анализу был предложен разрез Гражданский проспект, который по геохронологическим данным достаточно уверенно коррелируется с высокопродуктивными зонами HP4, HP3, HP2, а также с малопродуктивными зонами LP5, LP4, LP3. Как указывалось выше, отложения последних зон связаны с адвекциями полярных вод к югу.

Наиболее детально палеоландшафты среднего валдая были описаны Е.А. Спиридоновой (1983). По данным этого исследователя для начального этапа развития растительности средневалдайского интервала по данным палинологического анализа была свойственна зона берез с элементами ксерофитной перигляциальной флоры (Svd1). Среди древесных также отмечена значительная роль пыльцы сосны, а пыльца ели составляет не более 10%. Изучение морфологии пыльцы сосны позволило сделать вывод об идентичности обнаруженных дефектов в морфологии с пыльцой сосны из поверхностных проб зон тундры и лесотундры *(Спиридонова, 1979)*. В составе травянистых было обнаружено доминирование пыльцы полыней, злаков, а маревых лишь до 10%. На основе полученных данных Е.А. Спиридонова делает вывод о существовании в это время разреженных лесных сообществ, сочетающихся с ксерофитными степными и пустынными видами центральных районов Азии. В целом эта пыльцевая зона характеризует похолодание и аридизацию климата.

Зона сосны и ели (Svd2) по геохронологическим данным коррелируется с высокопродуктивной зоной HP4 Северной Атлантики. По палинологическим данным *(Спиридонова, 1983)* для данной зоны на северо-западе России было свойственно господство пыльцы древесных пород, среди которых доминирующее положение принадлежит пыльце сосны и ели. При этом отмечено участие сибирских таежных элементов. Среди лиственичных пород преобладала береза. Встречаются единичные пыльцевые зерна широколиственных.

Исходя из палинологических данных, а также материалов изучения торфяников, Е.А. Спиридонова (1983) делает вывод о широком распространении в это время лесных ландшафтов, доминирующая роль в которых принадлежала сосне и ели, хотя одновременно фиксируются более разнообразные локальные растительные сообщества.

Следующая палинологическая зона – Svd3 – выделена в качестве зоны берез с элементами перигляциальной флоры. По палинологическим данным эта зона во многом оказалась аналогичной зоне Svd1. Бореальные лесные сообщества сменились редколесьями, образованными в основном березой, реже сосной. Среди травянистых значительное участие получили кустарничковые и травянистые ассоциации болотно-тундровой формации (в отличие от Svd1) наряду с ксерофитными сообществами. В целом климат был более холодный, но достаточно влажный. Эта зона в высокоарктической Атлантике скорее всего соответствует малопродуктивной зоне LP4.

Палинологическая зона Svd4 отражает климатический оптимум среднего валдая (кашинский). По геохронологическим данным она коррелируется с высокопродуктивной зоной HP3. По результатам палинологического анализа зона Svd4 выделена как зона ели, сосны, с максимумом ольхи и широколиственных пород. Для этой зоны характерно резкое возрастание в общем составе пыльцы древесных пород при доминировании ели и сосны. Пыльца ольхи и березы не превышает 15–25%. В небольшом количестве присутствует пыльца широколиственных пород – дуба, липы, вяза, а лещины составляет 10%. Пыльца травянистых отражает локальные особенности ландшафтов. На междуречьях больше элементов перигляциальной флоры, а в долинах преобладает мезофильное разнотравье. В некоторых районах допускается выделение подзон: а – нижний максимум ели, б – преобладание или даже господство ольхи и в – верхний максимум ели.

В целом, лесная растительность была распространена на всей территории северо-запада. Максимальное распространение имели темнохвойные леса из ели.

К северу от Тихвина в спектрах фиксируется присутствие элементов сибирской флоры. Важно еще раз подчеркнуть, что в данной зоне, характеризующей оптимальную климатическую обстановку в среднем валдае на некоторых междуречьях – сохранились ландшафты с элементами перигляциальной флоры. Климат зоны определяется как континентально-бореальный. При этом в западных районах северо-запада допускается более океаническая климатическая обстановка.

Палинологическая зона V (Svd5) сопоставляется нами с LP3. Данная зона определяется как зона берез с элементами ксерофитной перигляциальной флоры. В общем составе спектров возрастает участие споровых и травянистых растений. Среди пыльцы древесных велико участие березы, а также сосны. Среди травянистых много осок и полыней. В целом данная зона близка к зоне Svd3, хотя климат был, вероятно, менее суровым.

Палинологическая зона (Svd6) – зона сосны и ели, иногда со значительным присутствием берез (дунаевская-брянская). В ландшафтах этой зоны господствует древесная растительность. Для большей части территории установлено господство ели с участием *Pinus cf sibirica* и *Abies sp.* В средней части зоны по изменению состава доминантов среди пыльцы древесных установлено похолодание, что фиксируется по увеличению пыльцы *Betula sect. Albae*. Преобладающие ландшафты были представлены еловыми, елово-сосновыми, сосновыми и березовыми лесами. Для данного временного интервала также отмечено присутствие в лесах сибирских элементов флоры. Установлено также присутствие элементов перигляциальной флоры.

В зоне Svd7 – берез с элементами перигляциальной флоры – в целом господствовали недревесные компоненты. Среди травянистых преобладали осоки, злаки, а полыни составляют лишь 20%. В наиболее общем виде в растительном покрове преобладали разнообразные кустарниковые группировки – кустарниковые березняки, ивняки, ольшатники.

Резюмируя свои материалы, Е.А. Спиридонова (1983) формулирует несколько важных выводов.

1. В среднем валдае ни разу полностью не происходило восстановление зонального типа растительности, что не позволяет считать этот временной интервал межледниковьем, исходя из современного геоботанического определения этого понятия.

2. Состав флоры отличался богатством и разнообразием. В этом отношении отмечается наличие голарктических и евроазиатских таежных, восточноевропейских сибирских и европейских горнотаежных видов. Подтаежные виды были представлены евро-сибирскими и восточно-европейскими видами. Широколиственно-лесные (неморальные) паневропейские элементы флоры продвигались на северо-запад в оптимальных климатических обстановках. В палинологических зонах, отражающих похолодания, установлено наличие пыльцы ксерофитов туранско-центрально-азиатской флоры, которые в безлесных ландшафтах сочетаются с *Betula nana*, *Salix*, *Selaginella selaginoides*, характерных представителей зоны тундры.

3. Анализ материала по северо-западу позволяет выделить два типа позднеплейстоценовых тундр: ксеротермные тундры и тундры, близкие к современному типу. Последние формировались во время, близкое к максимальному распространению ледникового покрова.

В связи с изложенными материалами Е.А. Спиридоновой (1983) необходимо отметить, что для среднего валдая были свойственны неоднократные изменения ландшафтов – от безлесных холодных (криохронных) до лесных относительно теплых (термохронных). Но судя по данным палинологического анализа, в термохронные интервалы теплообеспеченность была различной, что достаточно надежно фиксируется выявленными ландшафтами. По существу, аналогичное замечание следует сделать и по отношению криохронных интервалов.

Первое, на что необходимо обратить внимание – что даже в наиболее теплом кашинском термохроне количество пыльцы древесных широколиственных пород относительно невелико. Это дает основание говорить о том, что западный перенос воздушных масс был значительно ослаблен. Судя по участию в спектрах пыльцы сибирской флоры, в термохронах доминировали воздушные массы сибирского антициклона. В большинстве безлесных криохронов пыльца травянистых и кустарничковых представляет собой сочетание как растительных сообществ тундрового типа, так и аридных пустынных или степных обстановок. В данном случае речь идет о господстве на большей части территории арктических и туркестанско-среднеазиатских воздушных масс. При этом, во время последнего криохрона, непосредственно предшествующего или почти совпадающего со временем максимального распространения последнего оледенения на северо-западе России элементы флоры аридной обстановки практически отсутствуют, что может свидетельствовать о существенном уменьшении или почти полном прекращении воздействия на бореальную зону туркестанско-среднеазиатских воздушных масс.

Возвращаясь к Атлантике следует отметить, что в геохронологическом интервале, соответствующем среднему валдаю, установлено по крайней мере 4 события Хейнриха и 5 событий LP. Это дает основание думать, учитывая имеющиеся геохронологические данные, что в большую по продолжительности часть среднего валдая в северную часть Атлантического океана происходил мощный выброс из Арктики полей морского льда, что существенно изменяло и осложняло климатическую ситуацию не только в этом районе, но и в Европе, в целом. Возможно, что Гольфстрим в это время хотя и имел достаточно продолжительные адвекции атлантических вод, но они уходили в высокоширотную Арктику севернее Шпицбергена и оказывали большее тепловое воздействие в восточных районах Евразии, чем на Русской равнине.

Из всего изложенного следует важный вывод о том, что циркуляция воздушных масс в среднем валдае была принципиально иной, чем та, которая существовала во время предпоследнего и последнего межледниковий (эем и голоцен). Поэтому и климатическая обстановка, и ландшафты были геоботанически не стандартными. Более того, в среднем валдае на Русской равнине есть следы проявления вечной мерзлоты и в палеозоологическом плане в это время существовал достаточно холодный верхнепалеолитический комплекс фауны крупных млекопитающих, особенно широко распространявшийся в безлесные интервалы. Тем не менее в климатостратиграфическом плане средний валдай находится между двумя оледенениями. Поэтому можно говорить о средневалдайском межледниковье, тип которого отличался от стандартного геоботанического понимания данного понятия.

В заключение следует напомнить, в кашинском термохроне на р. Дон в Костенках под Воронежем имеется горизонт вулканического пепла, который был принесен юго-западными воздушными потоками из итальянского Средиземноморья. Вероятно, выпадение пепла именно в этом районе было связано с существовавшей здесь зоной контакта двух различных воздушных масс – юго-западной и туркестано-среднеазиатской.

Что касается более молодых позднеледниковых и голоценовых событий, то о них говорилось выше.

4. Основные результаты и выводы

1. Разработана и создана классификация океанских событий, происходивших в Арктическом бассейне, с которыми связаны наиболее значительные изменения природной среды, в том числе имеющие и экстремальные проявления.

В этом отношении выделено 4 группы событий: гидрологические, седиментационные, термодинамического состояния покрова морского льда, изменения морской биоты и гидролого-палеоатмосферные. Все перечисленные группы событий, конечно, имеют тесную взаимосвязь друг с другом. Среди гидрологических событий адвекционные, изменения термогалинной циркуляции и гляциоэвстатические. Все эти события обуславливают изменения структуры водной толщи, которые оказывают влияние на изменения климата и природной обстановки в целом. Среди адвекционных событий главное внимание уделено адвекциям атлантических вод (ААВ) в Арктический бассейн и соответственно, полярных вод (АПВ) в Атлантику. Проникновение атлантических вод в высокоширотную Арктику обуславливало термодинамическую неустойчивость морского ледового покрова (вплоть до его исчезновения), изменения в составе морской микробиоты за счет появления атлантических планктонных специй. С этапами повышенных адвекций полярных вод в Атлантику связаны также не только изменения в биоте, но и вынос в этот бассейн обширных полей морского льда, таяние которых изменяло структуру поверхностной части водной толщи. С адвекциями разного типа связаны изменения в тахигалинной глобальной циркуляции океанских вод.

Наиболее важным результатом анализа материалов является установление связи адвекционной Атлантико-Арктической океанско-атмосферной машины с изменениями природной обстановки не только высокоширотных районов, но и в основных трендах развития природной среды в бореальном (умеренном) поясе прилежащей суши в недавнем геологическом прошлом. Последнее было обусловлено, например, изменившейся динамикой воздушных масс в неледниковом интервале позднего плейстоцена в среднем валдае над территорией Русской равнины. В этом отношении следует заметить, что реконструкция динамики изменения воздействия различных воздушных масс на природную обстановку суши в неледниковое время в связи с событиями в Мировом океане продолжает оставаться достаточно перспективным направлением исследований.

Среди гляциоэвстатических событий, которые тесно связаны с седиментационными, главное внимание было уделено окраинным зонам Арктического бассейна Евразии. В этом районе в пределах гляциальных шельфов в ходе поздне-ледниковой трансгрессии и дегляциации установлено широкое развитие разных типов гляциотурбидитов, с которыми связан пространственно меняющийся в ходе дегляциации фронтальных частей ледникового покрова пояс сверхвысоких скоростей субмаринного осадконакопления. Выделение подобного динамически подвижного пояса произведено впервые, и он является развитием концепции акад. А.П. Лисицына о трех глобальных уровнях гравититов.

В заключение следует отметить наиболее общие черты адвекционных событий. Важнейшими их особенностями являлись нестабильность, прерывистость, импульсный тип проявления, пространственная изменчивость поверхностных температур, различная длительность.

2. Создание модели высокоразрешающей последовательности важнейших природных событий Западной Арктики в последние 20 тыс. лет.

Данное направление исследований важно для познания высокоразрешающей стратиграфии природных событий на переходном этапе от оледенения к межледниковью. Подобные временные интервалы возникали нередко в квартере в связи с неоднократными оледенениями. В связи с этим, созданная модель может иметь достаточно общее значение. Основой для создания данной модели послужил анализ анализ опубликованных многими исследователями имеющихся геохронологических, седиментационных, изотопно-кислородных, палеотемпературных и палеонтологических данных. В результате наметилась общая последовательность изменчивости морского ледового покрова, внутренняя структура гляциоэвстатической трансгрессии, палеотемпературные сдвиги в поверхностных водах. Среди последних выделены температурные оптимумы и кризисы. Для температурных кризисов оказывается возможным катастрофическое снижение температуры поверхностных вод в течение 9 лет на 2°С. Скорость снижения температуры достигала 0,22°С в год. В оптимумы температура может повышаться со скоростью до 0,1°С в год. Кроме того при смене адвекций выделяются кратковременные эпизоды резко выраженной климатической нестабильности, длительность которых может достигать 500 лет. Внутренняя структура этих эпизодов связана с попеременной сменой различного типа адвекций. Одновременно данные эпизоды являются достаточно продолжительными эпизодами повышенной активности штормовых процессов и одновременно отражают фронтальные гидролого-атмосферные события.

3. Корреляция океанских событий высокоширотной Арктики с ландшафтно-климатическими событиями на Русской равнине.

В данном разделе намечены принципиальные в отличие от современной изменения циркуляции воздушных масс на Русской равнине в межледниковой обстановке среднего валдая. Установлено, что во время большей части этого временного интервала западный перенос воздушных масс или был очень ослаблен, или временами полностью отсутствовал. Господствовали над территорией Русской равнины туркестано-среднеазиатские воздушные массы в сочетании с арктическими (в большей части криохронов) или арктические. В термохронах большая часть территории находилась под активным влиянием воздушных масс сибирского антициклона и в меньшей степени под воздействием туркестано-среднеазиатских воздушных масс. В наиболее теплые из них незначительное влияние оказывали западные воздушные массы. В большей степени в кашинском термохроне проявлялось влияние воздушных масс итальянского Средиземноморья, что повлекло за собой на контакте с туркестано-среднеазиатской воздушной массой в окрестностях Воронежа выпадение вулканического пепла.

Список литературы

Бараш М.С. Четвертичная палеоокеанология Атлантического океана. М. Наука, 1988. 271 с..

Величко А.А. Средневалдайский, зыряно-сарматский мегаинтервал и климатический ранг его оптимума // Фундамент. проблемы квартера... Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 107–109.

Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 215 с..

Иванова Е.В. Глобальная термохалинная палеоциркуляция. М.: Научный мир, 2006. 314 с.

Клювиткина Т.С. Палеогеография моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене по материалам изучения ископаемых микроводорослей. Автореферат канд. дисс. М., 2007. 24 с.

Клювиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеогидрологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования палиноформ // Океанология. 2006. Т. 46. № 5. С. 739–749.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 222 с.

Лаврушин Ю.А. Высокоразрешающая стратиграфия важнейших природных событий арктических районов Атлантики за последние 20 тыс. лет // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. М.: ГЕОС, 2008. С. 201–207.

Лаврушин Ю.А. Отражение экстремальных природных событий Северного Ледовитого океана в климате Европейской России в последние 130 тыс. лет // Тезисы докладов научной конференции «Россия в МПГ – первые результаты». Сочи, 2007. С. 96.

Лаврушин Ю.А. Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тыс. лет // Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода. М.: ГЕОС, 2007. № 67. С. 20–32.

Лаврушин Ю.А., Алексеев В.М., Хасанкаев В.Б., Спиридонова Е.А. К палиомаринологии климатического оптимума голоцена северо-западной части Баренцева моря // Изв. АН Эстонии. Геология. 1990. Т 39. № 2. С. 76–82.

Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря // Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода № 64. М.: ГЕОС, 2001. С. 35–60.

Лисицын А.П. Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадконакопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 373–400.

Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Прасолов Н.Д. Катастрофическое извержение в районе Флегрейских полей (Италия) – возможный источник вулканического пепла в позднеплейстоценовых отложениях Европейской части СССР // Вулканология и сейсмология. 1984. № 3. С. 35–44.

Спиридонова Е.А. Морфологическая изменчивость пыльцы сосны – важный критерий для восстановления ландшафтов прошлого // Проблемы охраны окружающей среды. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979.

Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюллетень Комиссии по изуч. четверт. периода № 52. М.: Наука, 1983. С. 40–57.

Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледниковья на территории Русской равнын и прилежащих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода № 65. М.: ГЕОС, 2004. С. 36–43.

Alley R.B. et al. Holocene climatic instability: A large event 8000–8400 years ago // Geology. 1997. V. 25. P. 482–486.

Bauch H., Kandiano E. Evidence for early warming and cooling in North Atlantic surface waters during the last interglacial // Paleoceanography. 2007. V. 22. P. 1201–1252.

Birgel D., Hass H.C. Oceanic and atmospheric variations during the last deglatiation in the Fram Strait (Arctic Ocean): a coupled high-resolution organic-geochemical and sedimentological study // Quaternary Sci. Rev. 2004. 23. P. 29–47.

Birks H.H. Holocene vegetational history and climate change in west Spitsbergen-plant macrofossils from Skardtjorna , an Arctic lake // The Holocene. 1991. 1 (3). 209–218.

Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clasen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G., Ivy S. Evidence for massive discharge of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period // Nature. 1992. 360. P. 245–249.

Dokken T.M., Hald M. Rapid climatic shifts during isotope stages 2-4 in the Polar North Atlantic // Geology. 1996. V. 24. No. 7. P. 599–602.

Ebbesen H., Hald M., Eplet T.H. Lateglacial and early Holocene climatic oscillations on the western Svalbard margin, European Arctic // Quaternary Sci. Rev. 2007. 26. P. 1999–2011.

Hald M. Climate Change and Paleoceanography // The Northern North Atlantic. Berlin, Springer, 2001. P. 281–290.

Hald M., Anderssen C., Ebbesen H., Jansen E., Klitgaard-Kristensen D.,Risebrobakken B., Salomonsen G.R., Sarnthein M., Sejrup H.P., Telford R. Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during the Holocene // Quaternary Sci. Rev. 2007. 26. P. 3423–3440.

Hald M., Aspeli R. Rapid climatic shifts of the northern Norwegian Sea during the Last deglaciation and the Holocene. Boreas. 1997. 26. 15–28.

Hald M., Hagen S. Early preboreal cooling in the Nordic Sea region triggered by meltwater // Geology 1998. 26. P. 615–618.

Hebbeln D., Dokken T., Andersen E.S., Hald M., Elverhøi A. Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum // Nature. 1994. 370. P. 357–360.

Heinrich H. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years// Quaternary Rsearch,1988 29, 142–152

Heinrich H., Kassen H., Vogelsang E., Thiede J. Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka // Mar. geol. 1989. 86. 283–319.

Henrich R., Wagner T., Goldschmidt P., Michels K. Depositional regimes in the Norwegian–Greenland Sea: thr last two glacial to interglacial transition // Geol. Rundsch. 1995. 84. 28–48.

Levitan M.A., Lavrushin Yu.A. Sedimentation History in the Arctic Ocean and Subarctic Seas. Berlin, Springer, 2009. P. 400.

Mayewski P.A. et al. Holocene climate variability // Quaternary Res. 2004. 62. P. 243–255.

Overpeck J., Hughen K., Hardy D., Bradley R., Case R., Douglas M., Finney B., Gajewski K., Jacoby G., Jennings A., Lamoureux S., Lasca A., MacDonald G., Moore J., Retelle M., Smith S., Wolfe A., Zielinski G. Arctic Environmental Change of the Last Four Centuries // Science. 1997. V. 278. P. 1251–1256.

Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T. Two-step deglatiation of the southeastern Barents Sea // Geology. 1995. V. 23. P. 567–571.

Racmussen T.L., Thomsen E., Kuijper A., Wastegard S. Late warming and early cooling of the sea surface in the Nordic Seas during MIS 5e // Quatern. Sci. Rev. 2003. V. 22. P. 809–821.

Slubowska-Woldengen M., Rasmussen T.L., Koc N., Klitgaard-Kristensen D., Nilsen F., Solheim A. Advection of Atlantic Water to the western and northern Svalbard shelf since 17500 cal yr BP // Quaternary Sci. Rev. 2007. 26. P. 463–478.

Spilhagen R.F., Eisenhauer A., Frank M. et al. Arctic Ocean Evidence for Late Quaternary Initiation of Northern Eurasian Ice sheets // Geology. 1997. 19. P. 4–12.

Weinelt M., Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzen 60.000 Jahre – Hinweise aus stabilen Isotopen // Ber. SFB 313. Univ. Kiel. 1993. 41. 106 p.

Wollenburg J.E., Mackensen A., Kuhnt W. Bentic foraminiferal biodiversity response to a changing Arctic palaeoclimate in the last 24000 years // Palaeogeography, Palaeoclimat., Palaeoecology. 2007. 255. P. 195–222.

Late Cenozoic dynamic of oceanic events in Western Arctic and their reflection in environment of the European part of Russia

Yu. A. Lavrushin

Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia

Abstract

The classification of Arctic high latitude oceanic events has been developed. The significant attention was paid to the extreme natural events and their sequence and origin causes. The stratigraphic model of different types of natural events was created for Arctic regions of the Atlantic ocean on stage from glaciation to interglaciation during last 20 k.a. The correlation of Arctic – Atlantic oceanic events with landscape – climatic changes in Russian Plain was realized

Палеогеография эпохи инициального освоения человеком Арктики и субарктики

А.А. Величко[1], *С.А. Васильев*[2], *Ю.Н. Грибченко*[1], *Е.И. Куренкова*[1]

1 – Институт географии РАН, Москва, Россия
2 – Институт истории материальной культуры РАН (ИИМК РАН), г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация

Первые проникновения человека в северные регионы Евразии фиксируются единичными археологическими памятниками мустьерской эпохи. Позднепалеолитическое расселение первобытных сообществ на равнинах Севера Евразии происходило в условиях меняющейся природной среды в ледниковую эпоху позднего плейстоцена. Уже на ранних этапах расселения человек проникал глубоко на север только в западном Приуралье и в Восточной Сибири. Начавшееся в финале средневалдайского мегаинтерстадиала инициальное освоение равнин Севера продолжалось и в суровых климатических условиях последнего оледенения. Только на рубеже плейстоцена и голоцена позднепалеолитические и мезолитические сообщества расселились в различных регионах Субарктики и впервые проникли в Арктические широты. С этим временем связано и первичное заселение территорий Северной Америки.

Введение

Первичное проникновение человека в высокие широты происходило на фоне активного палеолитического расселения первобытных сообществ на равнинах Северной Евразии. Оно представляло собой сложный многоэтапный процесс, характеризовавшийся существенной гетерохронностью в отдельных районах равнинных территорий. Признаки расселения фиксируются стоянками и местонахождениями следов хозяйственной деятельности человека. Археологические памятники отличаются широким разнообразием и, в большинстве случаев, сложным стратиграфическим положением культурных слоев.

Корреляционной основой выделения разновозрастных культурных слоев и отдельных памятников служат различные археологические, палеогеографические, хроно-стратиграфические и другие методы. Одна из главных проблем стратиграфии палеолитических стоянок заключается в том, что для большинства из них в разрезах вмещающих отложений выделяется значительно больше уровней гумусированности, горизонтов почвообразования и педоседиментов, чем в общепринятых стратиграфических схемах. Позднеплейстоценовые почвенные горизонты, во многих случаях, сопоставляются с периодами различных интерстадиалов – потеплений и трансформаций ландшафтов. Однако подобные корреляции не всегда достаточно аргументированы и обоснованы.

Проблема датирования позднепалеолитических стоянок методом ^{14}C заключается в том, что по мере увеличения количества датировок культурных слоев существенно увеличиваются и их хронологические диапазоны. Это неизбежно приводит к последующим переоценкам существующих дат путем их разделения на более и менее «достоверные», поскольку предположения о существовании отдельных поселений на протяжении нескольких тысячелетий мало вероятны. Подобные расхождения данных радиоуглеродного датирования отмечаются для многих стоянок позднего палеолита Северной Евразии (Дольни Вестонице, Павлов, Вилендорф, Молодова 5, Косауцы, Елисеевичи, Сунгирь, Хотылево 2, Авдеево, Кокорево, Усть-Кова, Малая Сыя и др.). К их числу относятся и некоторые памятники северной части Восточно-Европейской равнины и Сибири – Заозерье, Медвежья, Бызовая, Луговское, Берелех и др. Более сложная ситуация характерна для многослойных стоянок, когда причина расхождения датировок может быть связана с разными этапами обитания здесь человека.

Совершенствование методов датирования (^{14}C – конвенциональные и AMS, а также TL, OSL и др.) дает возможность для накопления больших серий датировок. Кроме того, разработаны методики калибровки радиоуглеродных дат в соответствии с реконструированными изменениями содержания 14С в атмосфере *(Mellars, 2006; Pettitt, 2000)*. Использование таких калиброванных дат более приближает их к результатам TL (OSL и IRSL) датирования, но не снимает всех проблем их расхождений *(Housley et al., 2006)*. Кроме того, использование люминесцентных и калиброванных ^{14}C дат весьма осложняет корреляционные возможности этих результатов с датировками других стоянок, ископаемых почв и других формаций позднего плейстоцена. Поскольку для абсолютного большинства известных стоянок северных территорий Евразии используются в основном радиоуглеродные некалиброванные датировки, за основу выделения хронологических этапов первичного расселения позднепалеолитических сообществ на равнинах Северной Евразии принимались только такие данные *(Величко и др., 2002; 2003)*. Это дает возможность для более аргументированных сопоставлений этапов первичного расселения с основными природными событиями позднего плейстоцена, отраженными в хроностратиграфии лессово-почвенной формации, и с имеющимися данными по хроностратиграфии стоянок Западной и Восточной Европы, а также Сибири (рис. 1).

Выбор палеолитическим человеком путей миграций и первичного проникновения в северные районы Восточной Европы и Сибири происходил на фоне сложных климатических изменений и многократных трансформаций ландшафтов в позднем плейстоцене. Существующие в настоящее время реконструкции природных событий и хроностратиграфические схемы, к которым привязаны датированные культурные слои различных стоянок, отличаются большим разнообразием и разнородностью. В значительной степени это связано с разбросом датировок (^{14}C, TL, OSL и др.).

Отсутствие признаков долговременных поселений, значительные хронологические перерывы между датировками отдельных стоянок, зачастую весьма немногочисленных, могут интерпретироваться как кратковременные фазы расселения, или как отдельные инициальные проникновения, (рейды – «вперед – назад»). Признаки домустьерских (ашельских) или раннемустьерских проникновений человека на равнины Северной Евразии достоверно известны только в Западной Европе и на территориях южных окраин Центральной и Восточной Европы, а также Сибири *(Величко, 1997; Деревянко, Маркин, 1992; Иванова,*

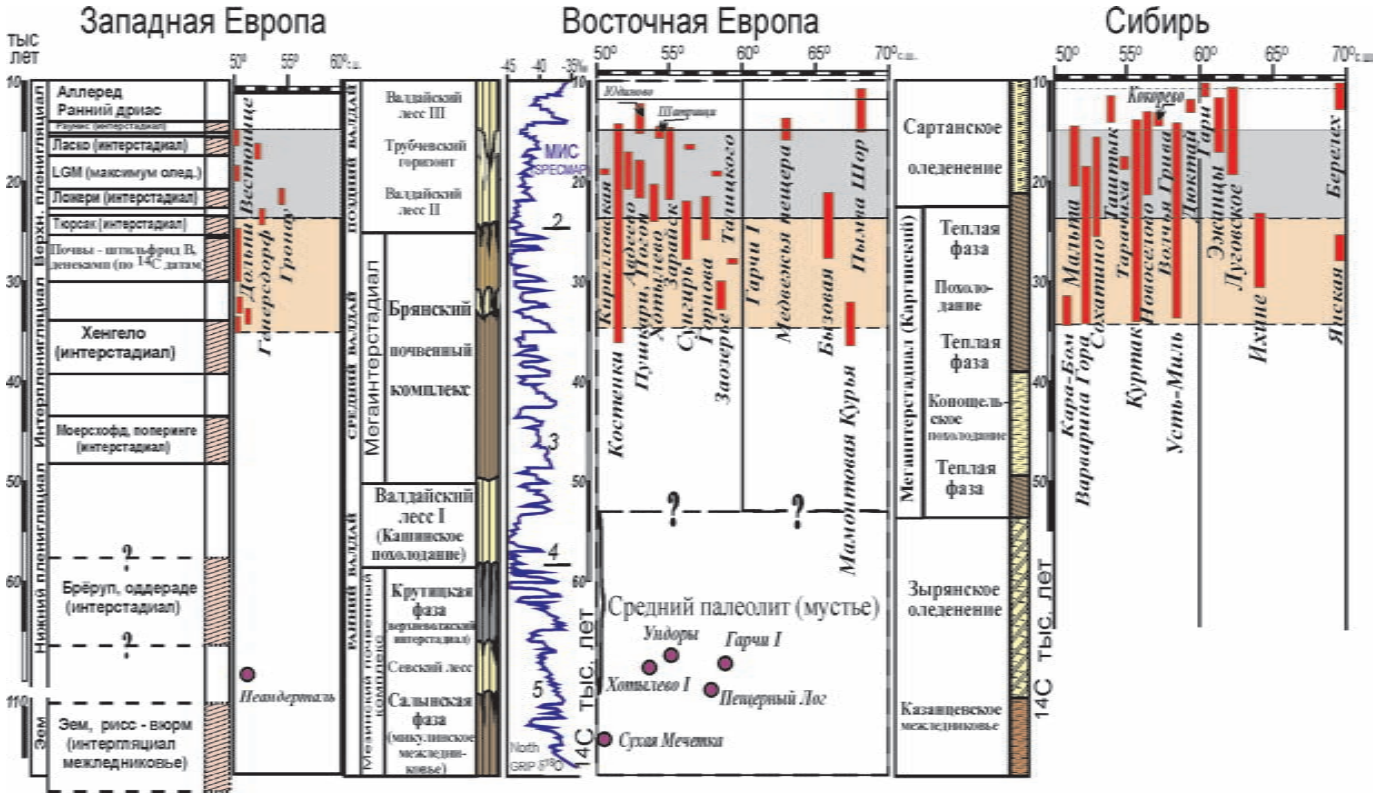
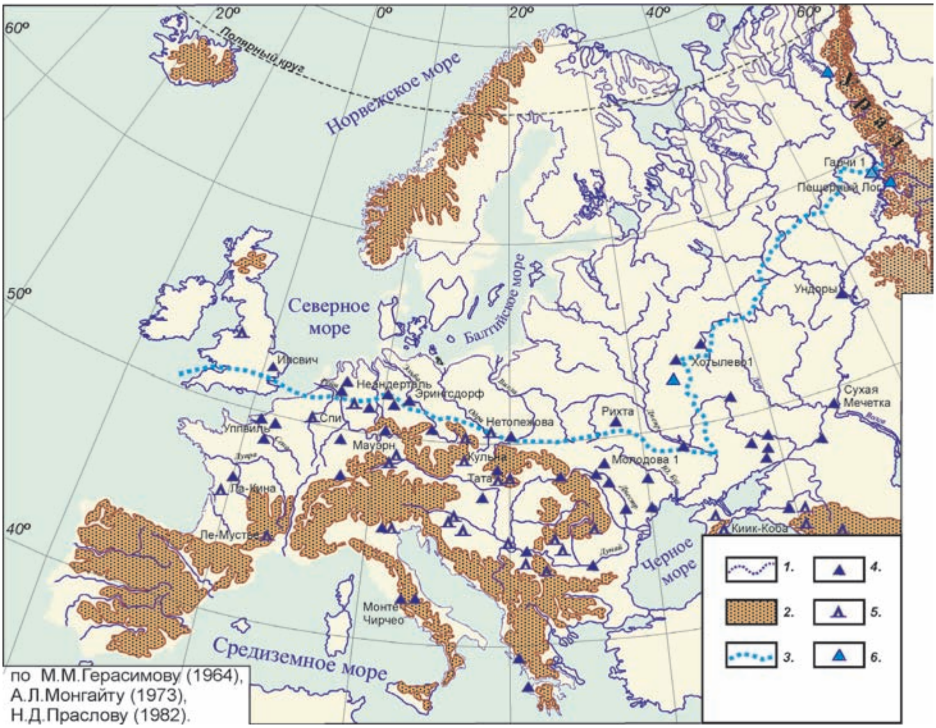


Рис. 1. Хроностратиграфия позднего плейстоцена и стоянки Северной Евразии к северу от 50°с.ш.



по М.М.Герасимову (1964),
А.Л.Монгайту (1973),
Н.Д.Праслову (1982).

Рис. 2. Распространение мустьерских памятников на территории Европы. 1 – границы бореальной трансгрессии, 2 – горные территории, 3 – граница распространения максимального оледенения (рисского-заале-днепровского), Мустьерские стоянки: 4. открытые, 5. пещерные, 6. местонахождения.

1965; Марков, Величко, 1967; Монгайт, 1973; Праслов, 1969; и др.). Имеющиеся данные в публикациях о находках раннего палеолита на Северо-Востоке Европы *(Канивец, 1976; Guslitser, Pavlov, 1993)* пока еще требуют обоснований.

Анализ имеющихся к настоящему времени данных, основанный на комплексном изучении хронологических и археолого-палеогеографических материалов, создает возможность осуществить периодизацию этапов позднепалеолитического расселения первобытных сообществ и оценить степень взаимодействия человека с окружающей средой. Выделенные этапы первичного проникновения и последующего освоения равнинных территорий не имеют строгих хронологических рубежей и определяются не столько археологическими критериями, сколько достаточно значительными ландшафтно-климатическими изменениями глобального характера.

1. Хроностратиграфическое положение и палеогеография палеолитических стоянок.

Для высоких широт выделены пять этапов расселения.

1 этап – мустьерский (средний палеолит), относится к микулинскому (эемскому) межледниковью и ранневалдайским интерстадиалам, ориентировочный интервал – 115 000– 45 000 (35 000) лет н. (намечается предварительно из-за крайней ограниченности данных);

2 этап – ранняя пора позднего палеолита, может соответствовать различным

эпохам средневалдайского мегаинтерстадиала 45 000 (50 000) лет н. – 25 000 лет н.;

3 этап – 25 000 (23 000) лет н. – 16 000 лет н. Включает эпоху последнего валдайского оледенения (поздний вюрм, вистулиан), время максимального похолодания плейстоцена;

4 этап – 16 000 лет н. – 12 000 лет н., позднеледниковье;

5 этап – мезолит и неолит ориентировочный интервал – 11 000 – 7 000 (6 000) лет н.

1.1. К 1 этапу (мустьерскому) – 115 000-45 000 (35 0005) лет н. (рис. 2) относятся многочисленные археологические памятники, большая часть которых связана с южными территориями равнин и предгорий Европы (Ле Мустье, Ла Ферраси, Неандерталь, Штейнгейм, Молодова 1, Кормань 4, Стинка, Рожок и др.) и Северной Азии (Пещера Окладникова, пещеры Страшная и Улалинка на Алтае). Имеющиеся для большинства открытых стоянок с мустьерскими находками палеопедологические, палинологические и фаунистические данные свидетельствуют о том, что их функционирование чаще всего связано с интерстадиалами первой половины валдая *(Иванова, 1977; 1982; Монгайт, 1973; Velichko, 1988 и др.)*. Возможности абсолютного датирования культурных слоев этого этапа весьма ограничены. Немногочисленные раннемустьерские памятники межледниковой эпохи известны только в южных районах умеренного пояса Евразии. Реконструкции ландшафтов этого времени говорят о широком распространении лесных формаций, занимавших большую часть территории Северной Евразии *(Гричук, 1982; 1989; 2002)*. Можно полагать, что зоны сплошных лесов были основным препятствием для миграций раннемустьерских сообществ к северу.

Возможность инициальных проникновений мустьерских первобытных сообществ в северные районы Восточной Европы в начале валдайской ледниковой эпохи исключать нельзя. Признаки их обитания в средней части равнин фиксируются многочисленными археологическими памятниками этого этапа. Наиболее значительными являются достаточно крупные мустьерские стоянки в бассейнах рек: – Десны (Хотылево 1, Бетово, Неготино, Коршево), Волги (Сухая Мечетка, Зайкино Пепелище, Челюскинец 2, Красная Глинка, Ундоры) и далее на север в бассейне Средней Камы (Пещерный Лог, Гарчи 1 и др.). Хроностратиграфическая позиция культурных слоев мустьерских стоянок, как правило, недостаточно ясна. Радиоуглеродные и TL – OSL датировки для памятников этого времени имеются только для более южных районов Европы *(Анисюткин, 2001; Долуханов, 2000; Степанчук, 2006 и др.)*. Они немногочисленны и составляют достаточно широкие временные диапазоны (от 31 000 до 70 000 и более лет назад).

Большинство памятников этого этапа представлены скоплениями переотложенного материала культурных слоев, что ограничивает возможности реконструкций первичной структуры памятников. Для определений хроностратиграфии культурных слоев стоянок и условий обитания на них мустьерских сообществ наиболее представительными являются: Хотылево 1 (район г. Брянска), Сухая Мечетка (Волгоградская область) и Гарчи 1 (Пермский край). Из них только на Сухой Мечетке (рис. 3) не переотложенный культурный слой связан с ископаемыми почвами и представлен многочисленным кремневым инвентарем, фауной млекопитающих и очажными зольниками *(Москвитин, 1962; Грищенко, 1965 и др.)*. Возраст ископаемой почвы, с которой связан культурный слой, остается неясным, поскольку ее формирование

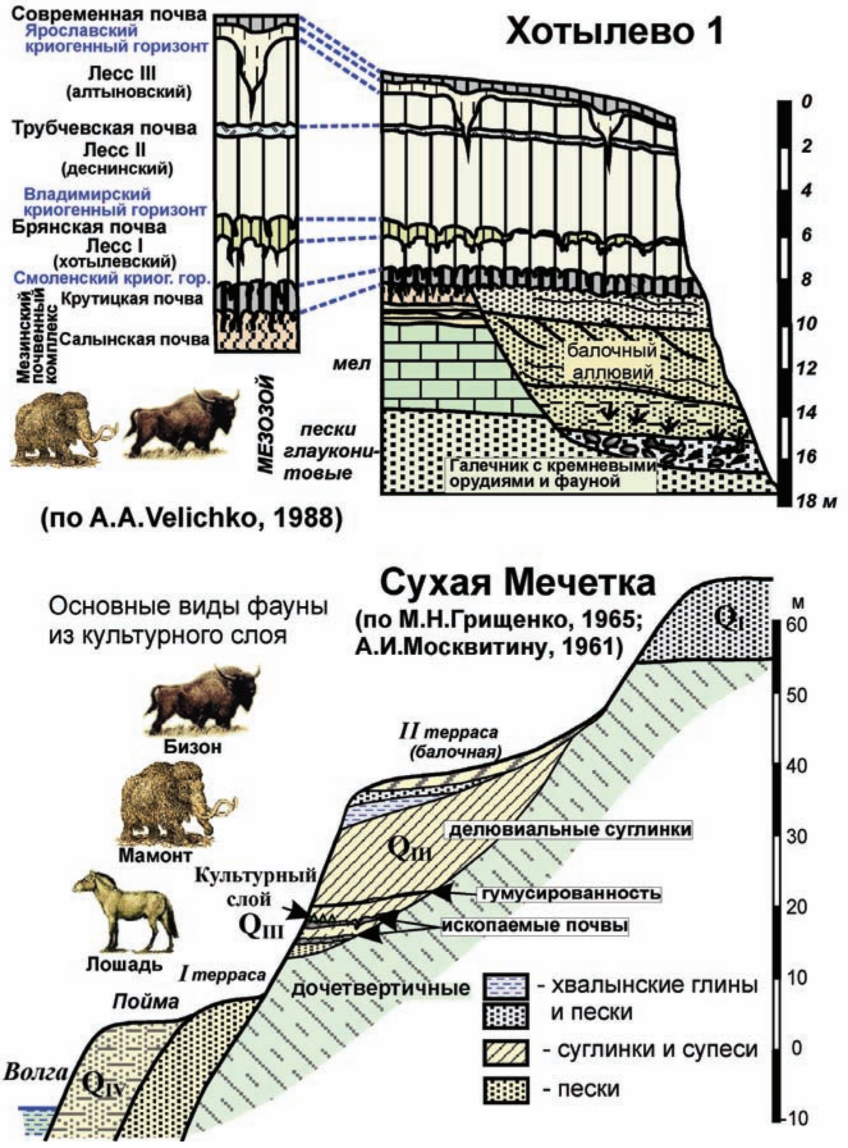


Рис. 3. Стратиграфическое положение культурных слоев основных наиболее северных мустьерских стоянок Восточной Европы – Хотылево 2 и Сухая Мечетка.

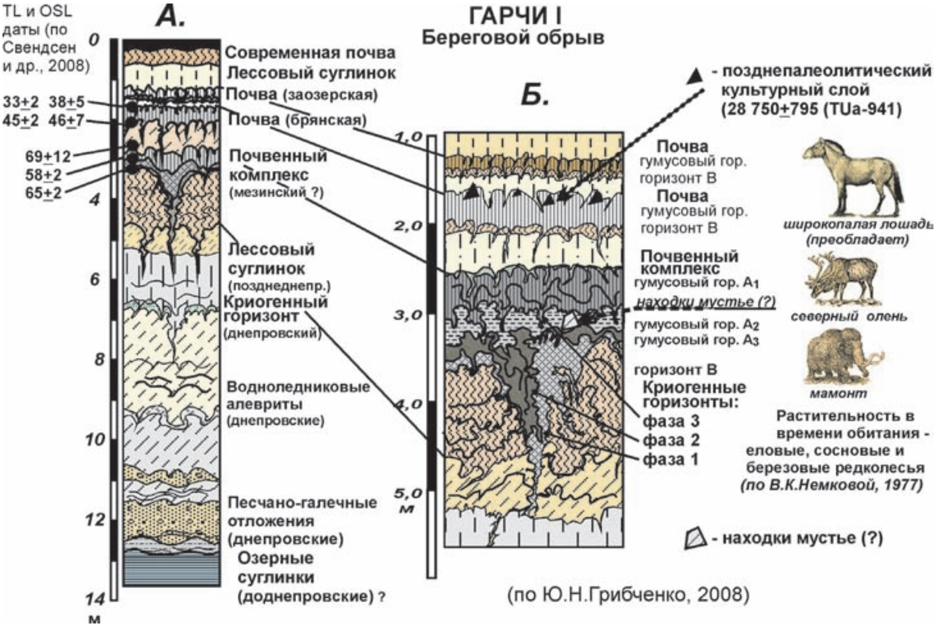


Рис. 4. Строение разреза плейстоценовых отложений стоянок Гарчи 1.

связано с балочным аллювием. Палинологические данные говорят о том, что в период функционирования поселения здесь преобладали степные ландшафты с участками лесной растительности (сосна) по долинам. Это согласуется с данными по составу фауны млекопитающих, в котором преобладают; зубр, мамонт, лошадь, сайга и благородный олень.

Положение перемещенного и переотложенного материала культурного слоя стоянки Хотылево 1 также связано с балочным аллювием *(Заверняев, 1972; Velichko, 1988)* (см. рис. 3). По характеру кремневого материала и костей животных можно судить о том, что переотложение происходило в пределах древней балки на незначительном расстоянии. Стратиграфия разреза отложений, вмещающих культурный слой, свидетельствует о том, что его переотложение происходило в период послемикулинского похолодания *(Velichko, 1988)*. Судя по составу фауны крупных млекопитающих, в котором преобладают: мамонт, бизон и благородный олень, а также присутствуют – лошадь, шерстистый носорог, северный олень и волк, в период функционирования поселения здесь преобладали не лесные, а открытые пространства.

Исходя из имеющихся на настоящее время данных, мустьерские памятники бассейнов Десны и Волги (как и основные стоянки бассейна Днестра – Молодова 1 и Кормань 4) относятся к началу валдайской ледниковой эпохи. Более сложная палеогеографическая ситуация складывается в отношении наиболее северных памятников среднего палеолита. Для имеющихся находок мустьерского каменного инвентаря стоянки Гарчи I (собранных с пляжа у основания разреза) точного первичного залегания культурного слоя в лессово-почвенной толще разреза пока не установлено (*Павлов, Макаров, 1998; Свендсен и др., 2008*). Положение отдельных кремневых находок было зафиксировано

П.Ю. Павловым *(Pavlov et al., 2004)* в толще сложного почвенного комплекса (рис. 4). Детальное литолого-стратиграфическое и палеогеографическое изучение различных уровней и участков разреза пока не дало четких результатов в определении первичного положения мустьерских находок *(Грибченко, 2005; 2008; Павлов и др., 2005; Gribchenko, 2006)*. В разрезе Гарчи I, достаточно полно представляющего строение уровней III надпойменной террасы реки Камы, помимо мустьерских находок расположена позднепалеолитическая стоянка того же названия. Пространственные закономерности формирования плейстоценовых фаций этой террасы хорошо изучены и прослежены в бассейне Камы *(Верещагина, 1965; Генералов, 1965; Горецкий, 1964; Грибченко, 2008; Громов, 1948 и др.)*. Вероятное положение мустьерских находок в разрезе Гарчи I соответствует маломощному горизонту опесчаненных суглинков (начала валдайской ледниковой эпохи), разделяющих микулинскую ископаемую почву и почву ранневалдайского интерстадиала (брёруп-амерсфорт). Эти почвы входят в сложный почвенный комплекс, соответствующий мезинскому почвенному комплексу центральных и южных районов Восточно-Европейской равнины.

Иная интерпретация положения памятника, основанная на датах OSL, предложена в работах Й.И. Свендсена с соавторами *(Свендсен и др., 2008)*. Однако отсутствие привязок приводимых OSL и TL датировок позднеплейстоценовой лессово-почвенной толщи (сверху вниз от брянской почвы до мезинского почвенного комплекса – 38±5, 46±7, 69±12, 58±2, 65±2 тысяч лет н.) к конкретным археологическим находкам делает приводимую авторами корреляцию спорной.

Полученные материалы по хроностратиграфии и палеогерграфии раннего этапа первичного проникновения человека в центральные и северные регионы Восточной Европы, создают возможность для их сопоставлений с мустьерским расселением первобытных сообществ в Западной Европе и в Сибири. В западных регионах Европы стоянки среднего палеолита имеют более широкое распространение, но только южнее 52°с.ш. Можно полагать, что гляциальные трансформации рельефа, связанные с динамической деятельностью максимального среднеплейстоценового ледникового покрова (днепровского – рисского – заальского), на западе Европы проявлялись в меньшей степени в сравнении с Восточной Европой. К тому же формирование обширной лесной зоны в период микулинского – эемского – межледниковья создавало основное препятствие для широких миграций первобытных сообществ из южных районов на север. В Западной и Центральной Европе располагаются мустьерские памятники начала раннего вюрма (вайхселя). Для памятников этого времени (стоянки: Спи, Энгис, Неандерталь, Лебенштедт, Кульна, Шипка и др.) в составе фауны отмечается преобладание мамонта, носорога, северного оленя, бизона, лошади и других животных, характерных для достаточно открытых пространств. В отличие от Европейского среднего палеолита, на территории Сибири мустьерские памятники наиболее представлены в южных районах горного обрамления региона *(Абрамова, 1989; Деревянко и др., 2000; Цейтлин, 1979: и др.)*. Наиболее значимые памятники среднего палеолита Сибири относятся к пещерным местообитаниям (Кара-Бом, Усть-Канская, Пещера Страшная, Денисова пещера, Грот Двуглазка и др.)

В целом следует констатировать, что большинство памятников раннего (среднепалеолитического – мустьерского) этапа первичного проникновения первобытных сообществ на равнинные пространства Севера Евразии относятся к началу позднеплейстоценовой ледниковой эпохи, включавшей периоды

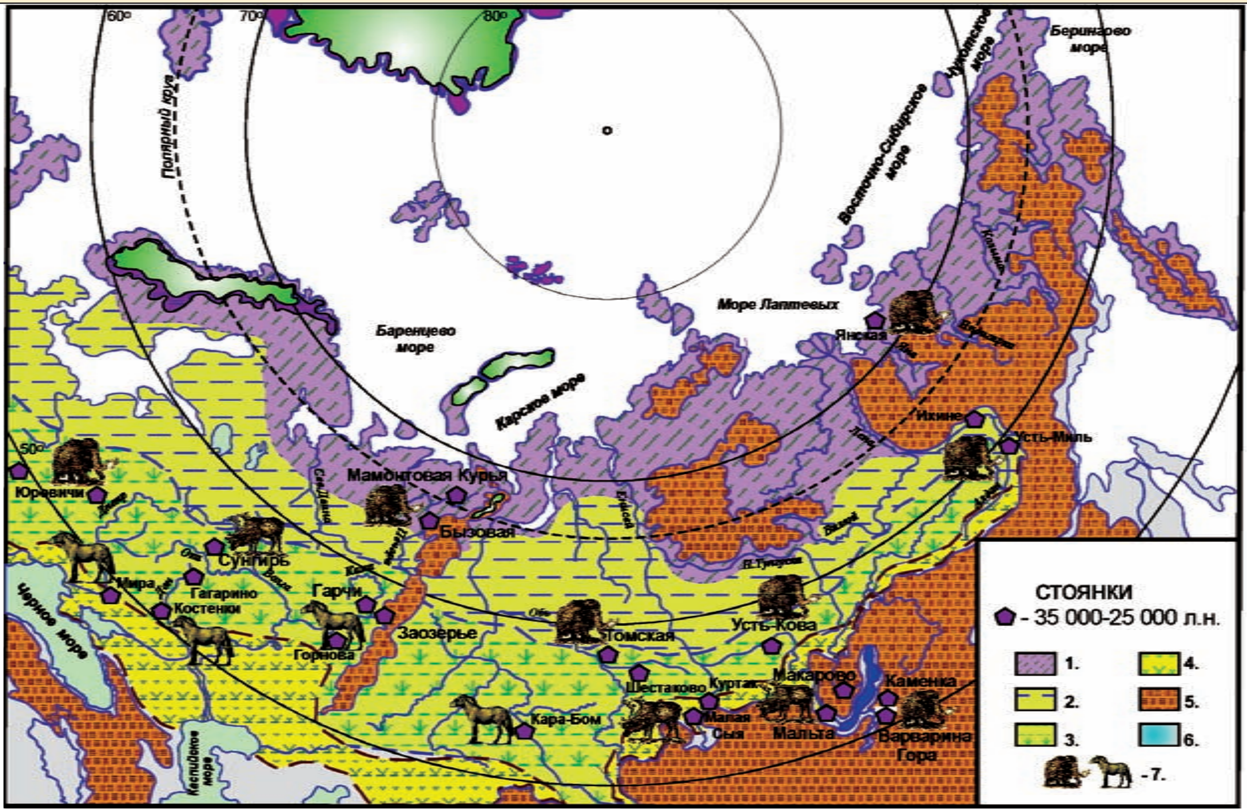


Рис. 5. Карта распространения позднепалеолитических стоянок времени средневалдайского мегаинтерстадиала. 1 – лесотундра, 2 – разреженные елово-березовые леса, 3 – лесостепные ландшафты, 4 – степные ландшафты, 5 – горные области, 6 – ледники, 7 – доминирующая фауна.

смягчений климата и потеплений разных рангов и продолжительности. Имеющиеся на настоящее время данные по стратиграфическим и хронологическим соотношениям мустьерских культурных слоев стоянок Северной Евразии с многочисленными интерстадиалами начала позднего плейстоцена разнородны и неоднозначны. Многие памятники являются только местонахождениями каменного инвентаря (часто переотложенного), что затрудняет возможности палеогеографических и ландшафтно-климатических реконструкций. В высоких широтах Северной Евразии свидетельства местонахождений мустьерской эпохи единичны.

1.2. 2 этап – 50 000 (45 000) – 25 000 (23 000) лет н. (рис. 5). С данным хронологическим этапом позднего плейстоцена связаны несколько культур верхнего палеолита Европы – шательперон, селет, ориньяк и граветт *(Аникович, 1997; Васильев и др., 2005; Монгайт, 1973; Renault-Miskovsky, 1985 и др.)*. Плеоантропологические данные, полученные для позднепалеолитических памятников Северной Евразии, говорят о том, что обитателями стоянок этого времени были люди современного типа (Homo sapiens). Несмотря на разнородность имеющихся для этих стоянок характеристик, все они относятся к различным фазам продолжительного и сложного средневалдайского мегаинтерстадиала, выделяемого на основании комплексных палинологических и хроностратиграфических данных *(Арсланов и др., 1981; Величко и др., 2008; Спиридонова, 1983 и др.)*.

Стоянки и местонахождения этого этапа первичного расселения распространены в различных регионах Северной Евразии и имеют разный возраст, определения которого преимущественно основаны на радиоуглеродном датировании. Для многих памятников имеются данные комплексных палеогеографических исследований. Некоторые стоянки с хорошо выраженными культурными слоями (представленными кремневыми и костяными орудиями, костями млекопитающих, остатками костно-земляных конструкций и очагов), отражающими продолжительное функционирование местообитаний.

В Восточной Европе в их число входят крупные долговременные поселения не только южных, но и центральных районов равнины (Костенки I, XII, XIV, Юровичи, Сунгирь и др.). К этому же хронологическому этапу относятся и несколько самых северных стоянок и местонахождений позднего палеолита (Горнова, Заозерье, Гарчи I, Бызовая, Мамонтовая Курья). Главная особенность пространственного размещения всех позднепалеолитических памятников этого времени заключается в их сосредоточенности в отдельных районах бассейнов рек: Десны, Дона, Оки, Днепра, Днестра, Камы и Печоры. Стоянки разнообразны по возрасту и структурным особенностям. По данным радиоуглеродного датирования они могут быть распределены по нескольким интервалам.

Учитывая то, что для местонахождения Мамонтовая Курья получены весьма ограниченные археологические данные, а радиоуглеродные определения возраста костей млекопитающих относятся как к раннему интервалу, так и к более позднему, время функционирования здесь стоянки определяется достаточно условно. Как уже отмечалось, данное местонахождение связано с естественным «мамонтовым кладбищем» и кости животных могли использоваться человеком значительно позднее их захоронения.

Серии радиоуглеродных датировок, полученные на большинстве стоянок ранней поры позднего палеолита, обнаруживают значительный хронологический диапазон. Одной из причин этого является многослойность памятников, которая не всегда отчетливо выражена в стратиграфии разрезов, вмещающих культурные слои. В некоторых случаях скрытая многослойность памятников выявляется данными комплексных литолого-фациальных и палеогеографических исследований или группировками радиоуглеродных дат и анализа их распределения в больших сериях имеющихся датировок *(Сулержицкий, 2004)*. Трудности интерпретации расхождений в датах могут быть связаны с различием в качестве датированного материала и его генезиса. Сложной проблемой датирования культурных слоев долговременных стоянок является датирование с помощью костного материала. Здесь необходимо учитывать возможность использования первобытными сообществами на стоянках костей из естественных скоплений костных остатков животных на местах их массовой гибели. В этом случае ^{14}С даты могут значительно отличаться от времени функционирования стоянок.

Важность проблем датирования позднепалеолитических памятников определяется тем, что основой хроностратиграфии и периодизации первичного расселения часто являются именно даты. Они позволяют коррелировать культурные слои с региональными стратиграфическими горизонтами и тем самым создают основу для выявления общих закономерностей и региональных особенностей ландшафтно-климатических изменений. Наиболее сложными являются определения времени и условий первичного расселения человека в северных широтах Восточной Европы. В частности, комплексный анализ позднеплейстоценовых формаций северо-востока Европы позволяет оценивать характер природных процессов, определявших благоприятность выбора путей наиболее раннего проникновения первобытных сообществ на Север.

Таблица 1. Распределение основных стоянок 2 этапа расселения в Восточной Европе (севернее 50° с.ш.) в соответствии с данными ^{14}С датирования культурных слоев.

Интервалы ^{14}С дат	Бассейн Днепра	Бассейн Оки	Бассейн Дона	Бассейн Камы	Бассейн Печоры
32 000 – 25 000 лет. н.	Юровичи	Сунгирь Русаниха	Костенки XII Костенки XIV	Заозерье Гарчи I	Бызовая
40 000 – 33 000 лет. н.			Костенки XII Костенки XIV		Мамонтовая Курья

Очевидно, что в решении таких проблем результаты датирования могут быть применимы только в совокупности с данными широкого круга литолого-фациальных, геохимических, палеонтологических, палеопедологических и других методов. Это дает возможность взаимоконтроля результатов различных методов и оценки их вероятных несоответствий. Особое значение это имеет в исследованиях сложных многослойных стоянок и памятников с переотложенным материалом культурных слоев.

Известные к настоящему времени археологические памятники позднего плейстоцена северных районов Восточной Европы немногочисленны по сравнению с ее центральными и южными территориями. Здесь известные стоянки и местонахождения палеолита сконцентрированы в восточной части равнины и в Предуралье (бассейны Камы и Печоры). Для более западных территорий пока известны только единичные находки позднепалеолитических каменных орудий в бассейне Северной Двины *(Девятова, 1982 и др.)*. Однако в долинах Сухоны, Юга и Вычегды известны многие местонахождения мамонтовой фауны позднего плейстоцена, что говорит о существовании здесь районов, достаточно благоприятных для обитания крупных млекопитающих. Поэтому проникновения сюда позднепалеолитических охотников вполне вероятны.

В многократных трансформациях палеоландшафтов и палеорельефа севера Восточной Европы значительную роль играли ледниковые покровы различных стадий днепровского оледенения финала среднего плейстоцена, а также последней валдайской ледниковой эпохи. Основным центром формирования ледниковых покровов была Скандинавия, но при этом существенную роль играли и ледники Новоземельско-Полярноуральского центра *(Андреичева, 1992; Грибченко, 1994; 2005; Лавров, 1974; Лавров, Потапенко, 2005; Яковлев, 1956 и др.)*. Важным фактором в трансформациях рельефа, определивших его структурные особенности к периоду первичного проникновения на Север палеолитических сообществ, являлись эрозионные и седиментационные процессы, связанные с талыми ледниковыми водами. К концу последнего среднеплейстоценового оледенения в северных и центральных районах в долинах рек сформировались III-и надпойменные террасы. Особенность этих геоморфологических структур заключается в том, что в бассейнах рек Камы, Оки, Десны и Среднего Днепра (где сосредоточены основные стоянки) их флювиальные отложения представлены не аллювиальными фациями, а водноледниковыми и озерноледниковыми формациями *(Бутаков, 1986; Верещагина, 1965; Горецкий, 1964; Грибченко, 2005; 2008; Лидер, 1976; Обидиентова, 1977 и др.)*. Перекрывающие их субаэральные формации включают разновозрастные лессовые, эолово-делювиальные суглинки и разделяющие их горизонты ископаемых почв. Именно с этими формациями данных геоморфологических уровней связаны культурные слои позднепалеолитических стоянок позднего палеолита бассейна Камы (Гарчи I, Заозерье).

Севернее, в бассейне Печоры, наиболее значительные местонахождения (Бызовая и Мамонтовая Курья) приурочены к фациям балочного аллювия и несут следы переотложения *(Гуслицер, Лийва, 1972; Канивец, 1976; Павлов, 1997 и др.)*. На ранних этапах исследования археологических памятников и определения первоначальных стратиграфических позиций культурных слоев и структурных особенностей стоянок проводилось без широкомасштабных археологических раскопок. До настоящего времени остаются не определенными условия первоначального размещения стоянок и характер процессов последующего разрушения культурных слоев и переотложения каменных орудий и костей животных.

Местонахождение Мамонтовая Курья расположена в долине реки Усы на широте Полярного круга и является наиболее ранним памятником позднего палеолита. Широкий интервал ^{14}C дат по костям мамонта (от 31 880±390 /Т-15727/ до 37 360±630 /ЛУ-4001/) составляют 8 датировок *(Грибченко, 2008; Павлов, 2002; Svendsen, Pavlov, 2003)*. В галечниковой толще балочного аллювия здесь размещены многочисленные кости животных (преимущественно мамонта). Здесь же найдено несколько каменных орудий и бивень мамонта с нарезками *(Павлов, 1997)*. Сложные и неоднозначные интерпретации генезиса и возраста местонахождения требуют дальнейших комплексных исследований.

Сходная ситуация характерна и для стоянки Бызовая, расположенной в долине Печоры, в районе города Печора. Памятник связан с галечниковой толщей балочного аллювия и материал культурного слоя (многочисленные кости мамонта и каменные орудия) переотложен *(Гуслицер, Лийва, 1972; Канивец, 1976; Павлов, 2002 и др.)*. Первоначальное положение стоянки и ее структура, а также хронология памятника и природные условия его функционирования, как и характер процессов разрушения и переотложения культурного слоя остаются неясными. Многочисленные 14С датировки по костям животных (12 дат) составляют хронологический диапазон от 25 450±380 /ТА-121б/ до 29 170±340 (ЛУ-3983/, 33 180±2020 /ЛУ-4007/ *(Грибченко, 2008; Павлов, 2002; Svendsen, Pavlov, 2003)*. Как и местонахождение Мамонтовая Курья, стоянка Бызовая связана с крупным естественным захоронением крупных млекопитающих – «кладбищем мамонтов».

В последние годы в рамках проектов PECHORA и ICEHUS проводились исследования плейстоценовых формаций в районах расположения стоянок: Бызовая, Мамонтовая Курья, Гарчи I и Заозерье *(Свендсен и др., 2008; Pavlov et al., 2004; Svendsen et al., 2003 и др.)*. В эти же годы проводилось комплексное палеогеографическое изучение стояночных участков в бассейне Средней Камы – Заозерье и Гарчи I, а также их литолого-стратиграфические, палеопедологические и палеогеоморфологические сопоставления с разрезами окружающих территорий по тематике ИГ РАН *(Грибченко, 2005; 2008; Куренкова, 2008; Павлов, Грибченко, Куренкова, 2005; Тимирева, Величко, 2008)*. Это дает возможность для определений их соотношений с другими регионами Северной Европы.

Стоянка Заозерье (рис. 6А) и местонахождение Ромахино (долина реки Чусовой), как и стоянка Гарчи I в долине Средней Камы (см. рис. 4) связаны с III надпойменной террасой. В районах расположения данных памятников выделяется несколько уровней этой террасы, формирование которых соответствовало разным стадиям максимального среднеплейстоценового оледенения *(Грибченко, 2008)*. Выявленные структурные и стратиграфические особенности этих геоморфологических элементов отчетливо прослеживаются на различных участках речных долин бассейна Камы *(Генералов, 1965; Горецкий, 1964; Громов, 1948; Обидиентова, 1977 и др.)*.

Стратиграфия отложений стояночных участков, вмещающих культурные слои Заозерья и Гарчи I, отличается от разрезов позднеплейстоценовых формаций окружающих территорий. Подобная обособленность локальных участков размещения долговременных местообитаний характерна для различных регионов Восточной Европы *(Величко и др., 1999)*. На стоянке Заозерье культурный слой изучен на достаточно большой площади *(Павлов, 2004)*. Уровень культурных находок связан со сложным гумусированным горизонтом, в котором прослеживаются фрагменты разновременного почвообразования *(Грибченко, 2008; Павлов и др., 2004; 2005)* (рис. 6Б). Находки кремневых орудий и костей животных связаны с прерывистыми линзами оглеения, отражающими периоды избыточного увлажнения на палеоповерхности обитания человека. Подобные явления могут быть связаны с погребенными горизонтами сезонно-талого слоя в условиях существования многолетней мерзлоты. Это не противоречит имеющимся данным микроструктурного и палинологического анализа материала. Почвенный профиль в разрезах стоянки отсутствует и гумусированный материал имеет признаки слабо выраженного склонового перемещения. В нижней части отмечаются линзы более темного, обогащенного органикой материала, генетически связанного с более ранним почвообразованием. Его формирование может быть связано с ранневалдайским интерстадиалом. Залегающий ниже горизонт имеет морфотипические признаки горизонта В межледниковой (микулинской) ископаемой почвы.

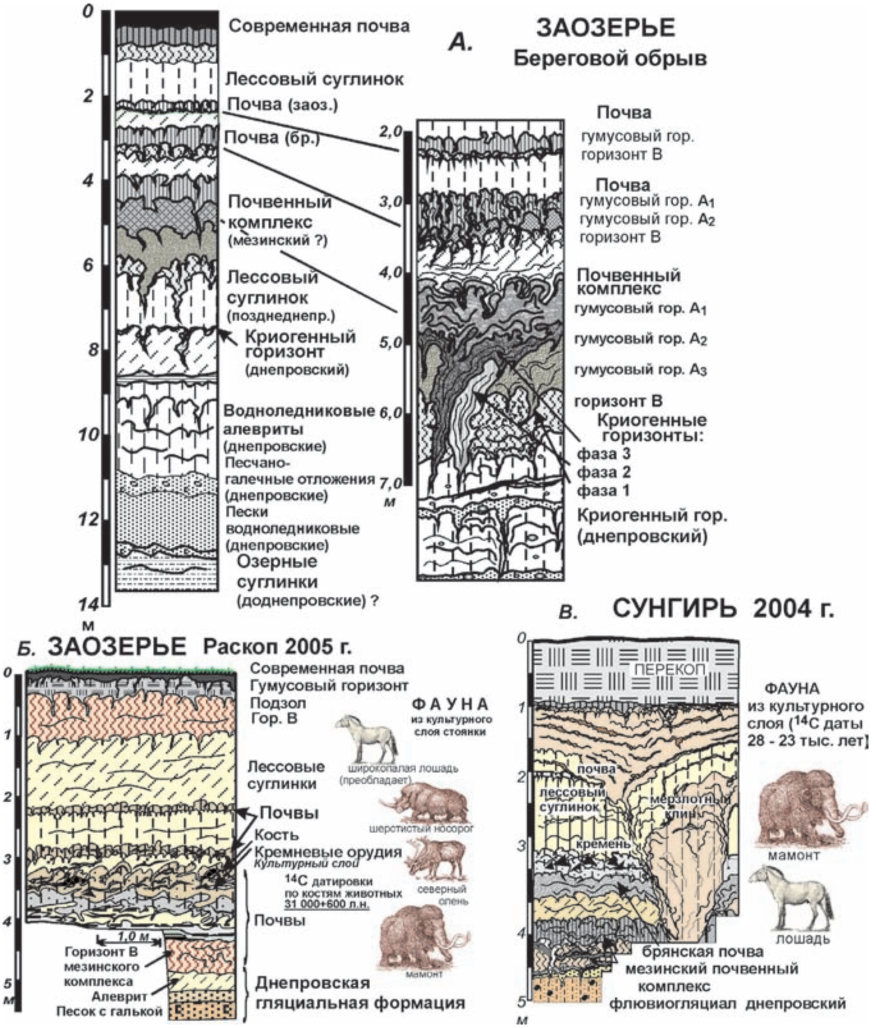


Рис. 6. Строение разрезов плейстоценовых отложений и условия залегания культурных слоев стоянок Заозерье и Сунгирь.
А – разрез лессово-почвенных формаций берегового обрыва в районе стоянки Заозерье, Б – строение вмещающих отложений на стоянке Заозерье,
В – строение вмещающих отложений на стоянке Сунгирь.

Более представительны горизонты ископаемых почв в разрезах берегового обрыва в районе стоянки (см. рис. 6А). Сложный почвенный комплекс (мезинский) в основании субаэральной лессово-почвенной формации отражает несколько крупных стадий ландшафтно-климатических изменений. В нем представлены этапы потеплений (почвенные горизонты) и значительных похолоданий (криогенные горизонты с крупными клиновидными деформациями). Выше залегает слабо выраженная (интерстадиальная) почва, которая по своим морфотипическим признакам хорошо сопоставима с брянской (средневалдайской) почвой более южных районов *(Грибченко, 2008; Павлов и др., 2005; Gribchenko, 2006)*, В основании террасового уровня залегают алевритовые и песчано-гравийные отложения флювиогляциального комплекса днепровской ледниковой эпохи.

По костям животных Л.Д. Сулержицким была получена серия радиоуглеродных датировок (3 даты – 31 000 и 1 дата – 31 500 лет назад). Кроме того, имеется еще 4 различных датировки 14С (AMS) – 30 000 и 33 000 лет назад, а также AMS дата по кости – 35 100 л.н., которая и принимается в качестве «наиболее достоверной» из достаточно большой серии и, в результате калибровки наиболее ранних дат, возраст стоянки удревняется до 38–39 тыс. лет назад *(Свендсен и др., 2008)*. Это ставит данный памятник в ряд группы древних позднепалеолитических или переходных от позднего мустье к начальному позднему палеолиту *(Павлов, 2004)*.

Культурный слой стоянки Заозерье относительно беден в отношении каменных орудий. Среди 1800 различных каменных предметов орудия составляют не более 10% *(Павлов, 2004; Свендсен и др., 2008)*. Найдено здесь и достаточно большое количество костей крупных млекопитающих, преимущественно разрозненных и фрагментированных. В составе фауны определена широкопалая лошадь, которая абсолютно преобладает, шерстистый носорог, северный олень, мамонт и заяц. В функциональном плане стоянка определяется как кратковременный охотничий лагерь или периферия крупного поселения *(Павлов, 2004)*.

Другим ранним памятником позднего палеолита является стоянка Гарчи I, распложенная на участке III надпойменной террасы долины Средней Камы. По характеру строения средне- и позднеплейстоценовых формаций этот геоморфологический уровень является аналогом террасы Чусовой в Заозерье *(Горецкий, 1964; Грибченко, 2008)*. Основной интерес здесь представляет то, что позднепалеолитический культурный слой изучался в трех раскопах, связанных с разными подуровнями террасы, осложненных крупной балкой *(Павлов, Макаров, 1998)*. Стоянки связаны с крупным мысом, ограниченным береговым уступом и древним оврагом. Перепад высот культурных слоев не превышает 2,5-3,0 м. Главные различия заключаются в том, что характер отложений, содержащих культурные слои в этих раскопах, неоднороден. На участке раскопа II – 1995 г. (высокого уровня) находки связаны с горизонтом почвообразования, свойства которого аналогичны гумусированным отложениям стояночного участка Заозерье *(Грибченко, 2008)*. На сниженном участке мыса (в раскопе I – 1990 г.) культурный слой связан с более четко выраженным почвенным профилем брянской ископаемой почвы. Ниже этой почвы залегает сложный почвенный комплекс (мезинский), деформированный несколькими генерациями крупных клиновидных структур.

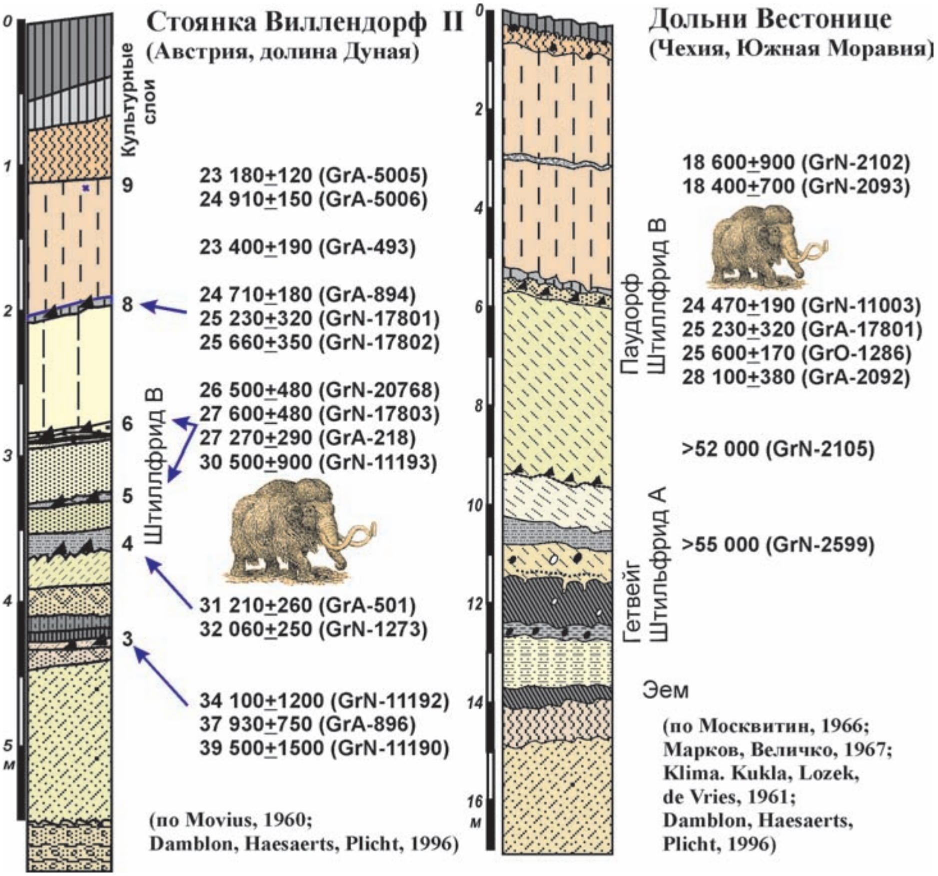
Для культурного слоя в раскопе II имеется единственная 14С (AMS) датировка по древесному углю из культурного слоя – 28 750 (TUa-941) и OSL датировки (33±2, 38±5, 45±2, 46±7 тыс. лет н.) из почвенных и лессовых горизонтов *(Свендсен и др., 2008)*. Корреляция OSL дат с фациальными определениями нуждается в специальном обсуждении. В настоящее время для полной реконструкции структуры стоянки, времени ее функционирования, пространственных и хронологических соотношений культурных слоев различных участков памятника данных пока не достаточно. Определенно можно говорить только о несомненной близости во времени и идентичности природных условий для периодов обитания позднепалеолитических сообществ на стоянках Заозерье и Гарчи.

Для оценки соотношений данных по палеогеографии позднепалеолитических памятников бассейна Камы с данными других стоянок Восточной Европы представляется целесообразным их сравнительный анализ с данными по крупнейшему долговременному поселению Сунгирь (рис. 6В). Эта стоянка расположена в бассейне реки Оки на окраине г. Владимира и является самой северной в большой группе долговременных поселений ранней поры позднего палеолита центральных районов Восточно-Европейской равнины. Важность этого памятника, в свете проблем первичного расселения человека на севере равнины, заключается в близости его возраста (около 28 000 лет назад) и характера каменных индустрий (костенковско-стрелецко-сунгирских) особенностям стоянок Гарчи I и Бызовая *(Павлов, 1997; Павлов, Макаров, 1998; Свендсен и др., 2008)*.

Условия залегания культурного слоя стоянки Сунгирь в толще вмещающих лессово-почвенных отложений позднего плейстоцена, имеют много общего со стоянками Гарчи I и Заозерье. *(Бадер, 1978; Грибченко, 2008; Лаврушин, Спиридонова, 1998 и др.)*. Стоянка Сунгирь представляет собой долговременное поселение со сложной структурой. Одной из главных особенностей данной стоянки является наличие здесь нескольких палеолитических погребений обитателей стоянки – людей современного типа). В геоморфологическом плане стояночный участок относится к одному из уровней сложной III надпойменной террасы реки Нерль, в основании которой (как и в аналогичных речных террасах в бассейне Камы) залегают алевритово-песчаные отложения различных водноледниковых фаций днепровского оледенения. Культурные находки также связаны с гумусированными отложениями сложного палеопочвенного профиля, для которого выявлены отчетливые фациальные соотношения с брянской почвой, изученной в непосредственной близости к стояночному участку *(Цейтлин, 1982)*. Определения хронологической позиции памятника основаны на большой серии радиоуглеродных датировок, составляющих широкий временной диапазон – от 28 000 до 23 000 лет назад *(Сулержицкий, 2004)*. В составе фауны млекопитающих преобладают – северный олень, мамонт, лошадь, песец и др.

Имеющиеся данные детальных хроностратиграфических исследований почвенно-культурного слоя стоянки Сунгирь выявляют сложную цикличность ландшафтных изменений в районе поселения *(Лаврушин и др., 1998; 2000)*. Для почвенного горизонта характерна сложная структура, связанная с различными проявлениями делювиальных и криогенных процессов. Подобная цикличность природных процессов на стояночном участке поселения Сунгирь и определение на этом основании сложной многослойности памятника, дает возможность по-иному рассматривать сходные данные, полученные для более северных стоянок – Горнова, Заозерье, Гарчи I и Бызовая.

Особенности хроностратиграфии стоянок и характера первичного расселения первобытных сообществ в северных районах Восточной Европы на раннем этапе



(по Movius, 1960;
Damblon, Haesaerts, Plicht, 1996)

(по Москвитин, 1966;
Марков, Величко, 1967;
Klima. Kukla, Lozek,
de Vries, 1961;
Damblon, Haesaerts,
Plicht, 1996)

Рис. 7. Строение разрезов и ^{14}С датировки лессово-почвенных формаций, вмещающих культурные слои позднепалеолитических стоянок Западной Европы.

позднего палеолита дают возможность их сопоставлений с основными памятниками Центральной и Западной Европы. В настоящее время в разных регионах Центральной Европы изучены многочисленные стоянки, большая часть которых расположена в южных и предгорных районах. Пещерные памятники, в силу специфики формирования культурных слоев и вмещающих их отложений, достаточно сложно сопоставлять с открытыми стоянками. Для оценок процессов первичного расселения на равнинных пространствах наибольший интерес представляют такие памятники, как Виллендорф (Австрия), Дольни Вестонице, Павлов, Пшедмость (Чехия), Краков-Спадиста (Польша), культурные слои которых связаны с горизонтами ископаемых почв и обеспечены значительными сериями радиоуглеродных датировок. Эти стоянки относятся к группе так называемого «лессового палеолита», т.е. связаны с областями распространения эоловых, лессовых формаций, преимущественно позднего плейстоцена *(Damblon et al., 1996; Escutenaire et al., 1999; Klima et al., 1961; Svoboda, 2000)*.

Для стоянок Центральной Европы по различным археолого-палеогеографическим критериям проводилось сопоставление с позднепалеолитическими памятниками Восточно-Европейской равнины на основе выделения виллендорфско-павловско-костенковско-авдеевской культуры или культурного единства *(Марков, Величко, 1967; Григорьев, 1968; Klima et al., 1961 и др.)*. Культурные слои стоянок Виллендорф и Дольни Вестонице залегают в сложных позднеплейстоценовых толщах лессово-почвенных формаций, для которых имеются серии радиоуглеродных датировок (рис. 7). Структурные особенности ископаемых почв и серии ^{14}C дат являются основой для их корреляций с различными эпохами и фазами позднего плейстоцена *(Москвитин, 1966; Иванова, 1966; Klima et al., 1961; Damblon et al., 1996 и др.)*. Выделенные в Западной и Центральной Европе на основании радиоуглеродных датировок многочисленные интерстадиалы разных рангов используются во многих хроностратиграфических схемах Восточной Европы. Соотношения культурных слоев с горизонтами ископаемых почв достаточно сложны, что следует учитывать при проведении дальних корреляций. Известно, что датировки ископаемых почв имеют тенденцию к омоложению за счет постоянного поступления органики в продолжение всего периода функционирования почв. Нередко в полигенетических почвенных комплексах (ПК) заложена последовательная смена нескольких ландшафтно-климатических событий.

Наиболее отчетливо подобное совмещение фиксируется в структуре мезинского ПК, включающего две теплые эпохи – микулинского межледниковья (салынская фаза) и интерстадиалов (броруп и амерсфорт), заключенных в гумусовом горизонте комплекса – крутицкая фаза *(Величко и др., 1963)*, разделенные фазой похолодания начала валдайской эпохи (севский лесс).

Сходная ситуация проявляется и в свойствах брянской ископаемой почвы, радиоуглеродные датировки гумусового горизонта которой составляют хронологический интервал 31 000–23 000 лет назад, притом что в лессовых разрезах она включает различные фазы более продолжительного средневалдайского мегаинтерстадиала, вобравшего в себя несколько фаз от 60 000 до 23 000 лет назад. Для особых условий седиментации на пологих склонах и в крупных балочных западинах характерно разделение почвенных комплексов на почвы отдельных фаз. Подобная ситуация проявляется в разрезах вмещающих отложений стоянок Виллендорф и Дольни Вестонице, а в Восточной Европе на многослойных стоянках в бассейнах рек Днестра, Днепра и Дона, для которых имеются результаты детальных литолого-стратиграфических исследований отложений лессово-почвенной формации и многочисленные радиоуглеродные датировки. Сопоставимость имеющихся археолого-палеогеографических данных для открытых стоянок разных регионов Северной Европы свидетельствует о сходстве ландшафтного окружения и характера природных процессов на всем протяжении средневалдайского расселения позднепалеолитических сообществ на равнинных пространствах. Самые ранние местообитания человека на указанных стоянках (до 35 000 лет назад) расположены преимущественно в южных и центральных регионах Европы. Можно полагать, что в начале позднего палеолита сообщества человека современного типа еще сохраняли традиции выбора путей миграций и благоприятных местообитаний, доминировавших в среднем палеолите.

Более сложная ситуация для раннего этапа позднего палеолита характерна для регионов Северной Азии. Большинство археологических памятников этого периода распространены в южных регионах Сибири *(Цейтлин, 1979; Абрамова, 1989; Величко и др., 2002 и др.)*. Только отдельные памятники известны в бассейне реки Лены (Ихине и Усть-Миль), а также самая

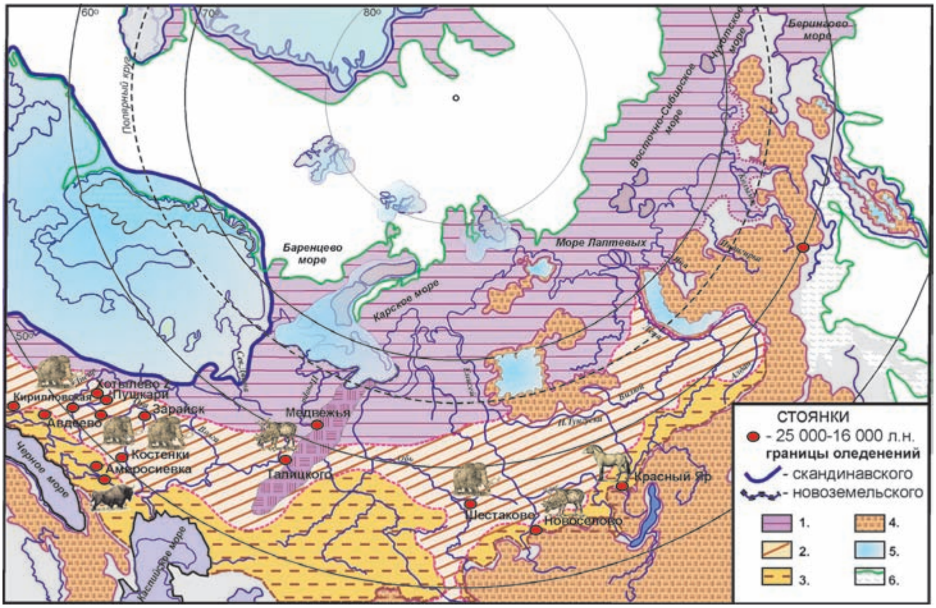


Рис. 8. Карта распространения позднепалеолитических стоянок времени поздневалдайской ледниковой эпохи. 1 – тундра, 2 – перигляциальные степи, 3 – степи, 4 – горные области, 5 – ледники, 6 – береговые линии.

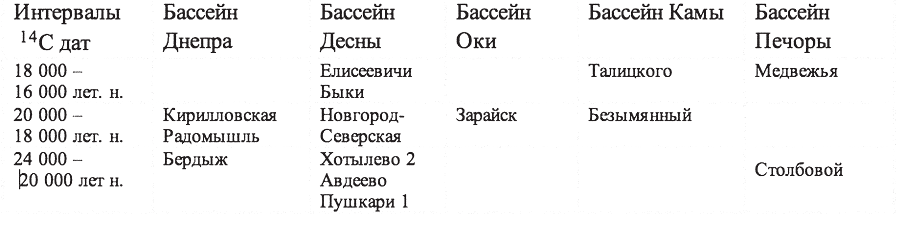
северная стоянка Евразии – Янская, располагающаяся примерно на 70°с.ш. *(Мочанов, 1976; Питулько и др., 2007)*. По данным Ю.А. Мочанова (1977) и С.М. Цейтлина (1979) культурные слои стоянок Ихине II и Усть-Миль связаны с покровными фациями геоморфологического уровня III надпойменной террасы Алдана. Имеющиеся данные палинологии и изучения фауны в комплексе с радиоуглеродными датировками, позволяют связывать эти культурные слои с фазами каргинского (средневюрмского) межледниковья (или мегаинтерстадиала). В составе фауны из культурных слоев данных стоянок преобладают: лошадь, бизон, северный олень и мамонт *(Мочанов, 1977; Цейтлин, 1979)*. Возраст памятников по ^{14}C датировкам оценивается интервалом от 25 000 до 30 000 лет назад, но есть и более молодые даты – около 24 000 лет назад *(Абрамова, 1989; Васильев и др., 2005; Лисицын, Свеженцев, 1997)*. К этому же интервалу относится и самая северная стоянка, располапгающаяся на широте около 70°с.ш., в устье реки Яны с датировками около 27 000–28 000 лет назад, связанная с достаточно теплой фазой каргинского интерстадиала *(Питулько и др., 2007)*.

1.3. 3 этап – 23 000 (25 000) лет н. – 16 000 лет н. (рис. 8). К этому этапу относятся многие археологические памятники, распространенные в различных регионах Северной Евразии. Судя по многочисленным радиоуглеродным датировкам, большая их часть относится к пленигляциалу, т.е основной фазе поздневалдайской ледниковой эпохи (до 16 000 лет назад). Несмотря на формирование и широкое распространение в позднем валдае скандинавского ледникового покрова, позднепалеолитические сообщества даже в период максимального за весь плейстоцен похолодания полностью не покидали центральных и северо-восточных территорий Русской равнины. Большинство стоянок этого времени изучено в южных и центральных районах. Однако в это же время человек обитал и в бассейне Камы (Талицкого), проникая даже в верховья Печоры (Медвежья). Наиболее северные стоянки датируются временем 18 000 – 17 000 лет назад. Имеющиеся археолого-палеогеографические данные изучения стоянок пока немногочисленны и неоднозначны. Уверенно можно говорить лишь о том, что первобытные сообщества уже были достаточно адаптированы к суровым ландшафтно-климатическим условиям.

Можно предполагать, что главными препятствиями для существования позднепалеолитических сообществ в последнюю ледниковую эпоху являлись процессы специфические, субаэральные в перигляциальной зоне, в частности, активизация эоловой (лессовой) седиментации, а также распространение приледниковых озерных бассейнов и трансформации речных долин. В результате этого выбор благоприятных местообитаний был наиболее ограничен за все время позднепалеолитического расселения человека. Сходные природные ситуации существовали и на территориях большинства северных равнин Евразии. В связи с этим нельзя исключать возможность и в подобных экстремально суровых условиях частичного оттока первобытного населения из высоких широт к югу в периоды наиболее существенных изменений активности седиментационных и рельефообразующих процессов и дестабилизации палеоповерхностей. За счет таких миграций могло иметь место увеличение количества известных археологических памятников этого времени в южных и в центральных районах Восточной Европы.

Особенностью данного хронологического этапа первичного расселения является расселение позднепалеолитических сообществ в различных регионах Восточной Европы. Это позволяет предполагать, что характер и активность природных процессов в разные стадии и фазы поздневалдайского оледенения были разнородны на территории равнины. Достаточная стабилизация палеоповерхностей в бассейнах рек Днестра, Днепра, Десны, Сейма, Дона, Оки и Камы обеспечивали человеку возможности не только дальних миграций, но и формирования долговременных поселений в этих районах. Многие стоянки располагались на приводораздельных участках речных долин и на II-х надпойменных террасах (стоянки бассейна Днепра: Радомышль – 19 000 лет н., Кирилловская – 19 200 лет н., Бердыж – 22 500 лет н., Хотылево 2 – 23 600 лет н., Пушкари и Погон – 22 000 лет н., Авдеево – 22 400 лет н., Быки – 17 000 лет н. и др.). В бассейне Оки на высоком водоразделе существовали долговременные стоянки Зарайской группы от 21 600 лет н. до 16 700 лет н.

Таблица 2. Распределение основных стоянок 3 этапа расселения в Восточной Европе (севернее 50° с.ш.) в соответствии с данными ^{14}С датирования культурных слоев.



Интервалы ^{14}С дат	Бассейн Днепра	Бассейн Десны	Бассейн Оки	Бассейн Камы	Бассейн Печоры
18 000 – 16 000 лет. н.		Елисеевичи Быки		Талицкого	Медвежья
20 000 – 18 000 лет. н.	Кирилловская Радомышль	Новгород-Северская	Зарайск	Безымянный	
24 000 – 20 000 лет н.	Бердыж	Хотылево 2 Авдеево Пушкари 1			Столбовой

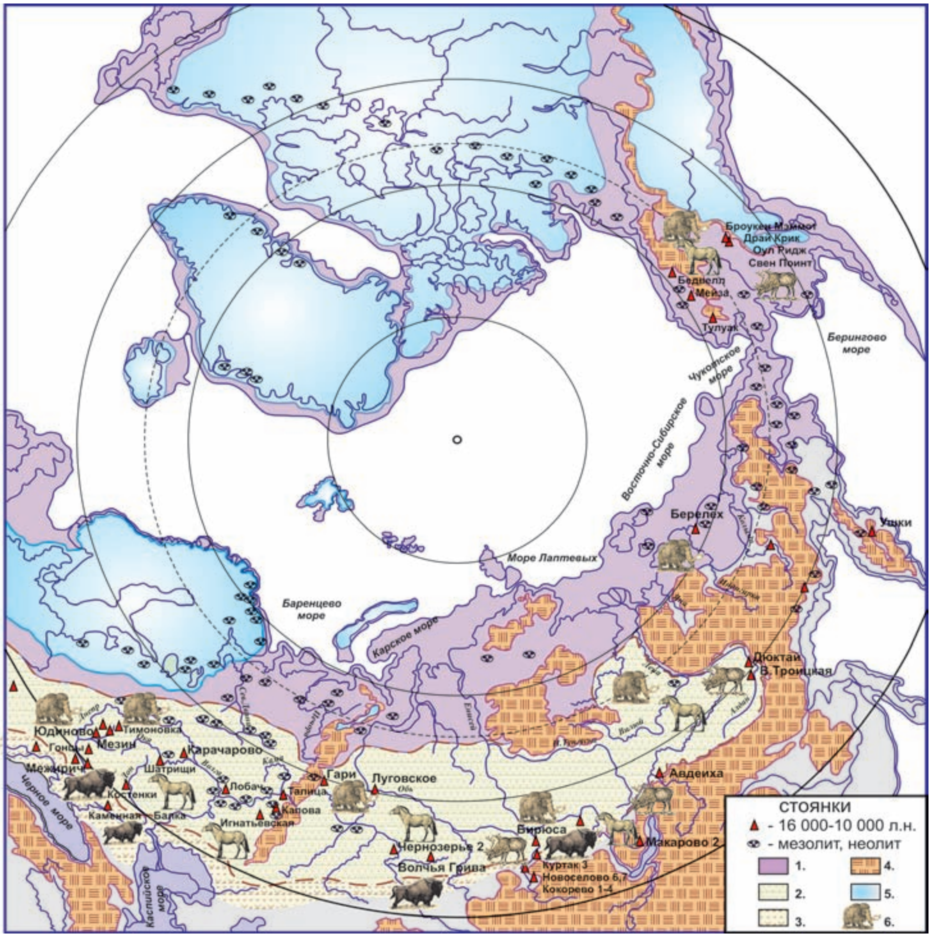


Рис. 9. Карта распространения позднепалеолитических стоянок времени позднеледниковья. 1 – тундровые и лесотундровые ландшафты, 2 – разреженные леса 3и лесостепи,3 – степи, 4 – горные области, 5 – ледники, 6 – доминирующая фауна.

В это же время позднепалеолитические сообщества обитали в бассейнах рек Камы (Талицкого, Горнова) и Печоры (Медвежья, Грот Столбовой). В настоящее время археолого-палеогеографические данные по расселению человека этого хронологического этапа на севере Европы немногочисленны и неоднозначны. Можно говорить о том, что человек не только не покидал центральных районов равнины, но и проникал далеко на север в Западном Приуралье *(Громов, 1948; Канивец, 1976; Павлов, 2008 и др.)*.

Данный этап позднепалеолитического расселения в Сибири связан с последним (сартанским) оледенением. Севернее 60°с.ш. стоянок позднепалеолитического человека этого времени пока не найдено. В южных районах Западной и Восточной Сибири известно несколько стоянок этого этапа: Томская (18 300 лет назад), Шикаевка и Могочино, Верхнетроицкая и Нижнетроицкая (18 000 – 20 000 лет н.) и другие *(Абрамова, 1989; Лисицын, Свеженцев, 1997; Моча-*

нов, 1976 и др.). Большинство стоянок сконцентрировано в южных районах Сибири – области традиционного обитания палеолитических сообществ. Существуют представления о возможности ранних проникновений палеолитических сообществ на Северо-Восток Евразии – территории бассейна Верхней Колымы, Колымской низменности, Камчатки и Чукотского полуострова *(Диков, 1977 и др.).*

1.4. 4 этап – 15 000 – 12 000 (10 000) лет н. (рис. 9). Наиболее изученная эпоха позднеледниковья, с которой связаны многочисленные стоянки не только Евразии, но и ранние памятники появления человека в Северной Америке. Расположение стоянок приурочено к различным геоморфологическим уровням речных долин – преимущественно к водоразделам и наиболее высоким уровням I-х надпойменных террас. Археологические памятники этого времени распространены в различных регионах Северной Евразии и Аляски. Особенность финального этапа позднепалеолитического расселения проявляется в увеличении количества долговременных стоянок, культурные слои которых представлены остатками крупных костно-земляных конструкций – сложных жилищ, полуземлянок и землянок. Большинство таких стоянок распространено преимущественно в центральных и южных районах, т.е. вне высоких широт Северной Евразии.

Признаки присутствия человека в северных районах в этот период проявляются в бассейнах Средней Камы (Горная Талица, Игнатьевская, Капова пещера, Смеловская, Бобылек) и Печоры (Пымва Шор и др.). Можно отметить как тенденцию ориентацию позднепалеолитических сообществ на формирование долговременных поселений. В северных районах Приуралья она выражалась в размещении стоянок первобытных охотников в пещерах, гротах и под навесами.

На ограниченность выбора благоприятных для человека участков размещения долговременных стоянок в бассейне Камы может указывать, с одной стороны, отсутствие (на настоящее время) признаков крупных местообитаний, а, с другой стороны, многочисленность местонахождений следов посещений палеолитических охотников. Последнее может говорить о высокой мобильности позднепалеолитических сообществ и их ориентации на кратковременные стоянки.

Рассматриваемый хронологический этап первичного расселения человеческих сообществ конца позднего палеолита в северных регионах Сибири следует, вероятно, расширить, по крайней мере, до 10 000 лет назад. Это связано с тем, что имеющиеся в настоящее время ^{14}C датировки стоянок позднего и финального палеолита составляют диапазон от 14 000 лет н. до 10 000 лет н., а большая группа еще более молодых памятников с ^{14}C датами от 10 000 до 8 000 лет н. *(Сибердик, Конго, Челькун 4, Жохов и др.)* относится либо к палеолиту, либо к мезолиту. Наиболее ранние памятники традиционно сконцентрированы в Южной Сибири *(Величко и др., 2002).* Наиболее северные из них расположены в бассейне реки Лены, на широте около 60о и севернее. Это Дюктайская пещера (14 000–12 000 лет н.), Эжанцы (10 000 лет н.), Верхнетроицкая (12 000 лет н.).

В Западной Сибири северные памятники известны пока на широте 59° (местонахождение Гари в восточном Приуралье) и на широте 61°с.ш. (местонахождение Луговское в центре Западной Сибири). Местонахождение Луговское (открытое в районе г. Ханты-Мансийска) представляет собой переотложенный материал

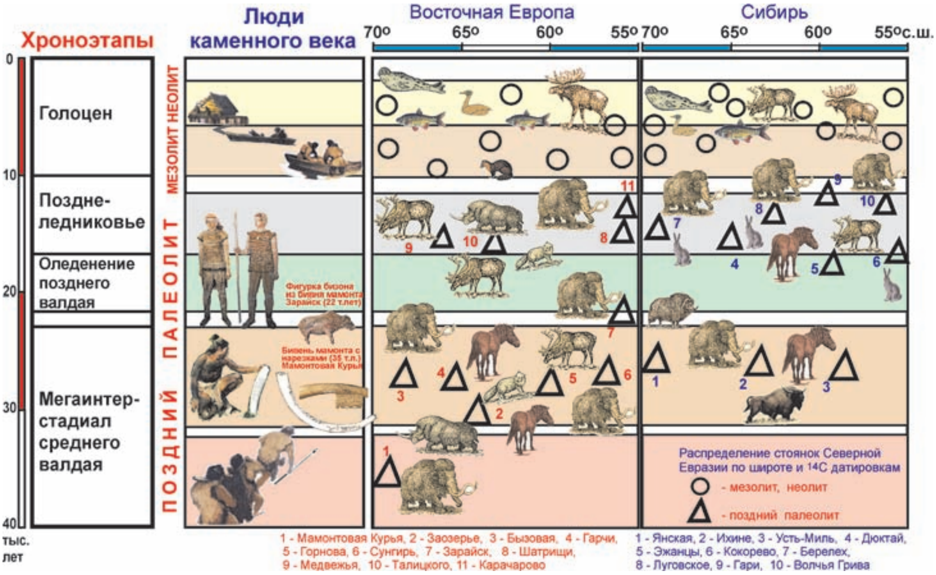


Рис. 10. Хроностратиграфическое и пространственное положение основных стоянок позднего палеолита, мезолита и неолита Севера Восточной Европы и Сибири. Основные объекты охоты.

каменных орудий позднего палеолита и большого количества костей крупных млекопитающих *(Мащенко и др., 2006)*. Здесь было найдено несколько тысяч костей животных, среди которых преобладает мамонт. В составе фауны отмечены – шерстистый носорог, лошадь, бизон, северный олень, овцебык и др. Радиоуглеродные датировки составляют хронологический диапазон от 20 000 до 12 000 лет. Таким образом, этот памятник является самым северным свидетельством обитания позднепалеолитических сообществ на территории Западной Сибири.

На эпоху рассматриваемого этапа приходится одно из самых значительных событий глобального уровня в освоении человеком Земли, именно, а именно его проникновение на пространства Североамериканского континента. Существующий к настоящему времени комплекс фактических данных не оставляет сомнений в северном «берингийском» пути инициального о заселения человеком Америки, состоявшемся в промежуточном интервале от конца позднеледниковья к началу голоцена. Самый ранний этап появления человека на Аляске приходится на время не позднее 11 600–10 500 лет н. *(Dixon, 2001)*. Мнения о более раннем возрасте таких местонахождений как Блю Фиш, Лайм, Хиллс Кейв не имеют фактических доказательств.

Самая ранняя волна заселения связана с культурной археологической традицией ненана. Принадлежащие ей местонахождения были обнаружены в центральной части Аляски в бассейне р. Юкон. В частности, даты из культурного слоя стоянки Брокен Маммот также укладывались в интервал 11 700–11 000 лет н., а возраст самого древнего культурного слоя на стоянке Сван Пойнт также оказался 11 660±70 и 11 600 лет н.

Существует определенная аргументация в отношении связи древнейшего населения Аляски, относящегося к Восточной Берингии, с населением стоянок западной Берингии, в первую очередь Чукотки. Среди них стоянки – Берелех, Майорич, Кымыненкен, Тумурлюр – рассматриваются как наиболее ранние, коррелируемые с интервалом 13 000–12 000 лет н., о чем свидетельствуют радиоуглеродные определения возраста, полученные по местонахождению Берелех (12.930±80 и 13.420±200). Возможно, к этому интервалу относится т.н. реликтово-палеоарктический слой местонахождения на р. Детрин в бассейне р. Колымы *(Диков, 1977)* с датировками 13 225± 230 и 7 865±310 лет н.

Таким образом, как ранняя верхнепалеолитическая волна инвазии человека в высокие широты совпадает с эпохой потепления (мегаинтерстадиал последней ледниковой эпохи, МИС-3), так и миграция человека эпохи конца палеолита – начала мезолита из Северо-Восточной Азии в Северную Америку по так называемому берингийскому мосту также приходится на начало эпохи потепления и получает дальнейшее развитие в голоцене. Однако есть основания предполагать, что сам процесс миграции с использованием берингийского моста характеризовался определенными сложностями, связанными прежде всего с изменением уровня океана

В целом, сопоставляя данные по инициальному распространению человека в Северной Евразии и в Северной Америке, можно видеть два различных типа, как бы две географических модели инициального освоения человеком пространств глобального уровня: если в Северной Евразии процесс такого освоения имел ориентировку с юга на север, то в Америке процесс устойчивого освоения характеризовался противоположным направлением – с севера на юг.

1.5. 5 этап – мезолит и неолит (после 10 000 лет н.). Мезолитическая эпоха включает фазы финального плейстоцена и голоцен. Области активного расселения и освоения различных регионов Северной Евразии первобытными сообществами значительно расширялись уже на рубеже плейстоцена и голоцена. Около 10 000 лет н. люди финального палеолита и мезолита проникают на север Европы и в Скандинавию, вслед за отступающим ледниковым покровом последнего оледенения. Многочисленные мезолитические памятники начала голоцена (9 500–7 500 лет н.) распространены в различных регионах Северной Европы, особенно на территориях, бывших непригодными или мало пригодными для обитания палеолитического человека в ледниковую эпоху. *(Волокитин, 1997; Долуханов, Хотинский, 2002; Мезолит СССР, 1989 и др.).*

Области распространения мезолитических стоянок в результате первичного расселения первобытных сообществ охватывают не только Приуралье (бассейны Камы и Печоры), но и более западные регионы (бассейны Вычегды, Сев. Двины, Онеги). По мере деградации скандинавского ледникового покрова происходило освоение человеком Кольского полуострова, Карелии и Финляндии.

Для рубежа позднего плейстоцена и голоцена характерна не только смена позднепалеолитических материальных культур мезолитическими, на фоне глобальных ландшафтно-климатических изменений, но и смена хозяйственной деятельности первобытных охотников. Если охота мустьерских и позднепалеолитических сообществ была ориентирована в основном на крупных млекопитающих (мамонта, северного оленя, лошадь, бизона и др.), то главной добычей мезолитического человека были лесные животные и птица, рыба, а также морская фауна (рис. 10). Совершенствование промысловых возможностей человека давала ему возможность расселяться в различных регионах Северной Евразии, проникая далеко на Север и в Арктику

Мезолитические памятники Сибири, в большинстве случаев, полнее изучены в районах распространения палеолитических стоянок. Наиболее ранние из них (10 000–8 000 лет н.) часто определяются как и финальнопалеолитические. При этом известно несколько стоянок, расположенных в арктических регионах Азии – стоянки: Корчаки 1 (Южный Ямал, 7 260 лет н.), Тимир-Бибир, Тагенар 4, Пясина (Таймыр), Пантелеиха (устье Индигирки). Из этого следует, что активизация освоения севера Евразии произошла в начале голоцена, когда трансформации ландшафтов открыли возможности дальних миграций первобытных сообществ.

Значительно расширялся выбор участков местообитаний, в круг которых входили террасы и водораздельные склоны речных долин, а также озерные и морские побережья, заболоченные территории (торфяниковые памятники). Это определялось разнообразием специализаций типов хозяйства. Суровые ландшафтно-климатические условия Заполярья уже не были препятствием для активного освоения человеком этих территорий. Северные стоянки Евразии изучены на севере Финляндии, в Карелии, на Кольском полуострове, в низовьях Северной Двины, Печоры и Оби, на Таймыре, в низовьях Лены, Яны, Индигирки и Колымы, а также на островах Жохова и Врангеля *(Диков, 1977; Тимофеев и др., 2004; Питулько, 2003 и др.)*. Для систематизации неолитических памятников используется большое количество радиоуглеродных датировок, но главным для корреляций стоянок в большинстве случаев остаются археологические данные, составляющие основу систематизации различных культур *(Долуханов, Хотинский, 2002)*.

С заключительным этапом первичного расселения человека в северных районах связано палеоэскимосское освоение арктической части Нового Света, Гренландии и Канадской Арктики. Пионерные сообщества палеоэскимосов заселяли территории Чукотки, Аляски и Канадской Арктики в течение короткого хронологического интервала – 4–3 т.л.н. Имеющиеся данные изучения стоянок палеоэскимосов весьма ограничены, но они дают возможность выявления ряда общих черт в особенностях обитания и хозяйственной деятельности этих сообществ. Эта общность хозяйства и хронологии расселения Чукотских, Североамериканских и Гренландских палеоэскимосов говорят о их связях с единой волной дальних миграций. Все известные местообитания Гренландии находятся в прибрежных зонах запада и востока. Основу хозяйственной деятельности этого населения составляла охота на морских животных (тюлений, моржей и китов) и в меньшей степени, мускусных быков, карибу и птиц. Можно полагать, что в условиях ухудшения климатических условий финала оптимума голоцена пути дальних миграций животных были ограничены, что существенно ограничило и возможности миграций человека.

Заключение

Существующие к настоящему времени хроностратиграфические, археологические и палеогеографические данные позволяют установить основные особенности процесса инициального освоения человеком высоких широт Северного полушария Земли.

Северная Евразия являлась областью наиболее раннего освоения человеком высоких широт. Надежные свидетельства появления человека начиная с эпохи позднего палеолита в рассматриваемом пространстве относятся ко вре-

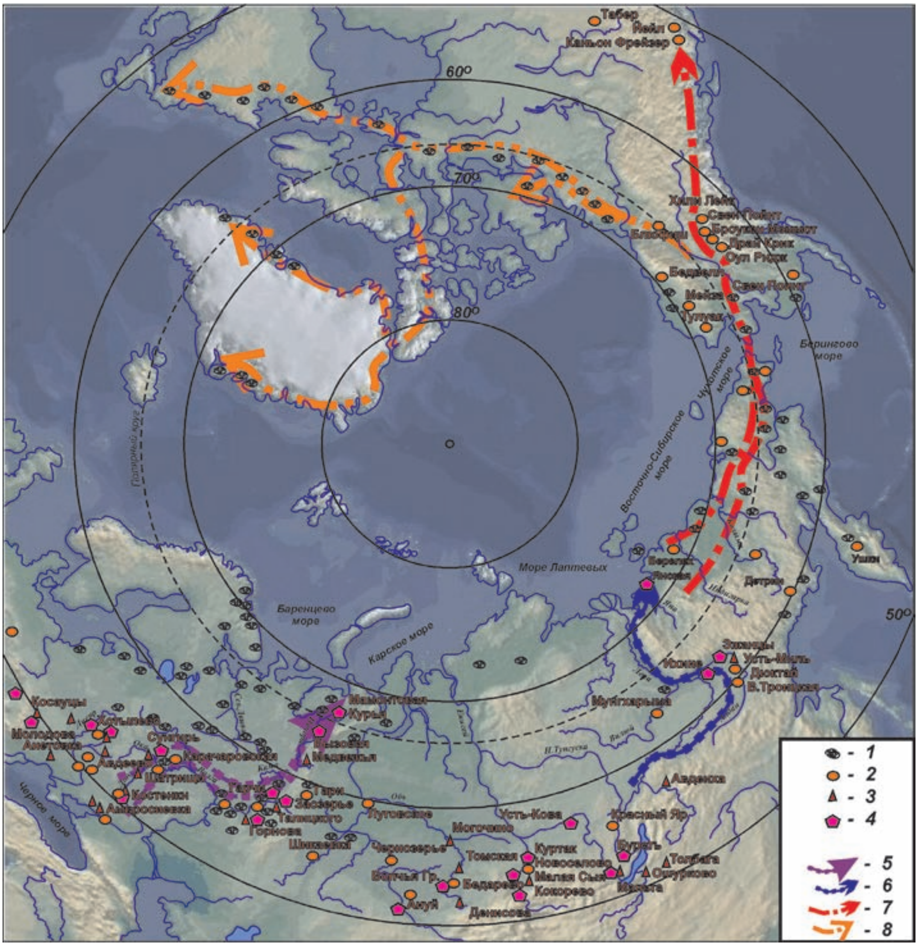


Рис. 11. Распространение основных стоянок и местонахождений на разных этапах инициального освоения Арктики и Субарктики и прилегающих территорий ОСНОВНЫЕ СТОЯНКИ: 1 – мезолит и неолит 10 000-4 000 лет н.; поздний палеолит: 2 – 15 000-12 000 лет н., 3 – 23 000-16 000 лет н., 4 – 24 000-35 000 лет н. ВЕРОЯТНЫЕ ПУТИ ПЕРВИЧНОГО РАССЕЛЕНИЯ САМЫХ РАННИХ ОБИТАТЕЛЕЙ АРКТИКИ и СУБАРКТИКИ: 5 – Восточная Европа, 6 – Восточная Сибирь, 7 – Северо-Восток Азии – Берингия – Северная Америка, 8 – Север Канады – Гренландия.

мени около 35–33 тысяч лет назад и происходили (они) в условиях потепления климата интерстадиального характера внутри последней, валдайской, зыряно-сартанской ледниковой эпохи. Имеются некоторые указания на возможное появление здесь человека мустьерской культуры в начале последней ледниковой эпохи, но они нуждаются в дополнительной аргументации.

Наличие стоянок эпохи максимального похолодания последней ледниковой эпохи свидетельствует о частичной адаптации человека к экстремальным криоаридным условиям на фоне некоторого оттока населения в более южные районы.

В условиях смягчения климата позднеледниковья (16–11 т.л.н.) ойкумена расселения человека расширяется. Важный этап освоения приходится на конец этого интервала – посредством «берингийского моста» происходит проникновение человека в Западное полушарие, в Северную Америку.

В общем процессе инициального расселения выявляются существенные пространственные неравномерности (рис. 11). Выделяются два основных направления инициального заселения высоких широт в интервале 35 000–12 000 лет н. это бассейны рек Камы и Печоры в Восточной Европе и в бассейне Лены в Северной Азии. В позднеледниковье заселяется Западная Сибирь и Северо-Восток Азии, а в конце этого периода происходит проникновение человека с Чукотки на Аляску по Берингийскому мосту. Фаза активного первоначального освоения высоких широт приходится на эпохи мезолита и неолита (9 000-4 000 лет н.). Проникновение человека на Арктические архипелаги произошло гораздо позднее. В частности, освоение Шпицбергена поморами относится к концу XV столетия.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 07-06-00087

Список литературы

Абрамова З.А. Палеолит Северной Азии // Палеолит Мира. Палеолит Кавказа и Северной Азии. Л., Наука, 1989. с. 145–243.

Андреичева Л.Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение.СПб., Наука, 1992. 125 с.

Аникович М.В. Проблема становления верхнепалеолитической культуры и человека современного вида в свете данных по палеолиту Восточной Европы // Человек заселяет планету Земля. Глобальное расселение гоминид. М., ИГ РАН, 1997, с. 143–155.

Анисюткин Н.К. Мустьерская эпоха на юго-западе Русской Равнины, СПб., Европейский дом, 2001, 310 с.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии, геохронологии и изменениях климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на Северо-Востоке Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины, М., Наука, 1981, с. 37–52.

Бадер Н.О. Сунгирь. Верхнепалеолитическая стоянка. 1978, М., Наука, 271с.

Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины, Казань, изд. Казан. Унив., 1986, 144с.

Васильев С.А., Абрамова З.А., Григорьева Г.В., Лисицын С.Н., Синицына Г.В. Поздний палеолит Северной Евразии: палеоэкология и структура поселений. СПб, 2005, 108 с.

Величко А.А. Глобальное инициальное расселение как часть проблемы коэволюции человека и окружающей среды // Человек заселяет планету Земля. М., ИГ РАН, 1997, с. 255–275.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Абрамова З.А., Куренкова Е.И., Праслов Н.Д. Первобытное общество и окружающая среда. Поздний палеолит // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. (Атлас-монография), М., ГЕОС, 2002, 138–146.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Позднепалеолитический человек заселяет Русскую равнину // Природа, № 3, 2003, с. 52-60.

Величко А.А., Губонина Э.П., Морозова Т.Д. О возрасте перигляциальных лессов и ископаемых почв по материалам изучения озерно-болотных отложений у с. Мезин // Докл.АН СССР, том. 150, №3. 1963. С. 619-622.

Величко А.А., Долуханов П.М., Куренкова Е.И. Система адаптации: человек – социально-хозяйственная адаптация – окружающая среда в палеолите, мезолите и неолите // Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. М., ИГ РАН РАН, 2008. С. 14–32.

Верещагина В.С. Стратиграфия четвертичных отложений западного склона Среднего Урала и Предуралья // Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала, М., Недра, 1965, с. 106–129.

Волокитин А.В. 1997. Каменный век. Мезолит // Археология республики Коми, М., изд. ДиК. С. 91–145.

Генералов П.П. Четвертичные отложения западного склона Северного Урала // Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Урала, М., Недра, 1965, с. 37–62.

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых пра-рек Русской равнины. М., Наука, 1964. 367 с.

Грибченко Ю.Н. Динамические особенности среднеплейстоценовых ледниковых покровов на территории Русской равнины (по литологическим данным). Изв. РАН, сер. геогр. N4, 1994. С. 91-99.

Грибченко Ю.Н. Особенности литогенеза гляциальных комплексов Центра и Севера Русской равнины // Квартер – 2005. Мат. 4 Всерос. Совещ. по изуч. Четв. периода. Геопринт, Сыктывкар, 2005. С. 96–98.

Грибченко Ю.Н. Первичное расселение палеолитического и неолитического человека на Севере Восточно-Европейской равнины // Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. М., ИГ РАН, 2008. С. 107–133.

Григорьев Г.П. Начало верхнего палеолита и происхождение Homo sapiens. Л., Наука, 1968, 225 с.

Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М., Наука, 1982, с. 92–109.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской Равнины в плейстоцене. М., Наука, 1989, 183 с.

Гричук В.П. Растительность позднего плейстоцена // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. (Атлас-монография). М., ГЕОС, 2002, с. 64–89.

Грищенко М.Н. Геология Волгоградской стоянки Сухая Мечетка на Волге и стоянки Рожок 1 в Приазовье // Стратиграфия и периодизация палеолита Восточной и Центральной Европы. М., Наука, 1965, с. 141–156.

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, геол. сер., (№17), 1948, 524 с.

Гуслицер Б.И., Лийва А. О возрасте местонахождения остатков плейстоценовых млекопитающих и палеолитической стоянки Бызовая на Средней Печоре // Известия АН Эстонской ССР, том 21, (биология), № 3, 1972, с. 250–254.

Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск, Карелия, 1982, 155с.

Деревянко А.П., Маркин С.В. Мустье Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1992, 224 с.

Деревянко А.П., В.Т. Петрин и Е.Р. Рыбин. Характер перехода от мустье к верхнему палеолиту на Алтае (по материалам стоянки Кара-Бом). Археология, зтнография и антропология Евразии, т. 2 (2), 2000. С. 33–52.

Диков Н.Н. Археологические памятники Камчатки, Чукотки и Верхней Колымы. Азия на стыке с Америкой в древности. М., Наука, 1977, 391 с.

Долуханов П.М. Истоки этноса. СПб, Европейский Дом, 2000. 220 с.

Долуханов П.М., Хотинский Н.А. Первобытное общество и окружающая среда. Неолит // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. (Атлас-монография). М., ГЕОС, 2002, с. 146–156.

Заверняев Ф.М. Памятники каменного века в районе с. Хотылево на Десне // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. № 39, 1972, с. 90–97.

Иванова И.К. Геологический возраст ископаемого человека. М., Наука, 1965, 192 с.

Иванова И.К. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лессов // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохрогология, М., Наука, 1966, с. 32–66.

Иванова И.К. Геология и палеогеография стоянки Кормань IV на общем фоне геологической истории каменного века Среднего Приднестровья // Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV на Среднем Днестре. М., Наука, 1977, с. 126–181.

Иванова И.К. Геология и палеогеография мустьерского поселения Молодова 1 // Молодова 1. Уникальное мустьерское поселение на Среднем Днестре. М., Наука, 1982, с. 188–235.

Канивец В.И. 1976. Палеолит крайнего Северо-Востока Европы. М., Наука, 95 с.

Куренкова Е.И. Особенности взаимодействия первобытных сообществ с природным окружением на различных этапах первичного заселения севера Восточной Европы // Тезисы докл. научной конференции «Вклад России в МПГ». Сочи, 2008, с. 70–71.

Лавров А.С. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы северо-востока Европейской части СССР // Бюлл. Ком. по изуч. четв. периода, № 41, М., Наука, 1974, с. 48-55.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М., «Аэрогеология», 2005, 222 с.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А. Геолого-палеоэкологические события и обстановки позднего плейстоцена в районе палеолитического поселения Сунгирь // Позднепалеолитическое поселение Сунгирь (погребения и окружающая среда). М., Научный Мир, 1998, с. 189–218.

Лаврушин Ю.А., Сулержицкий Л.Д., Спиридонова Е.А. Возраст археологического памятника Сунгирь и особенности природной среды времени обитания первобытного человека // Homo sungirensis. Верхнепалеолитический человек: экологические и эволюционные аспекты исследования. М., Научный Мир, 2000, с. 35–42.

Лидер В.А. Четвертичные отложения Урала, М., Недра, 1976, 144с.

Лисицын Н.Ф., Свеженцев Ю.С. 1997. Радиоуглеродная хронология верхнего палеолита Северной Азии // Радиоуглеродная хронология палеолита Восточной Европы и Северной Азии. Проблемы и перспективы, СПб, С. 67–108.

Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период (Ледниковый период – антропогеновый период), том III, Материки и океаны. М., Недра, 1967, 440 с.

Мащенко Е.Н., Шубина Е.В., Телегина

С.Н. Луговское: пейзаж на фоне ледников. Ханты-Мансийск, 2006, 82 с.

Мезолит СССР. 1989. М., Наука, 352 с.

Монгайт А.Л. Археология Западной Европы. Каменный век. М., Наука, 1973, 356 с.

Москвитин А.И. По следам палеолита и погребенным почвам через Днестр в Чехословакию // Вопросы стратиграфии и периодизации палеолита, Труды комиссии по изуч. четв. периода, т. XVIII, М., Изд. АН СССР 1962, с. 160–171.

Москвитин А.И. Среднеевропейские «гётвейг» и «паудорф» и их место в стратиграфии Верхнего плейстоцена Европейской части СССР // Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохрогология. М., Наука, 1966, с. 74–92.

Мочанов Ю.А. Палеолит Сибири (некоторые итоги изучения) // Берингия в кайнозое. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 540-565.

Мочанов Ю.А. Древнейшие этапы заселения человеком Северо-Вост. Азии. Новосибирск, Наука, 1977, 263 с.

Обидиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги, М., Наука, 1977, 240с.

Павлов П.Ю. Каменный век. Палеолит. // Археология республики Коми. М., изд. ДиК, 1997, с. 44–90.

Павлов П.Ю. Древнейшие этапы заселения севера Евразии: северо-восток Европы в эпоху палеолита // Сев. Археол. Конгр., докл. Екатеринбург – Ханты-Мансийск, Академкнига, 2002, с. 192-209.

Павлов П.Ю. Ранняя пора верхнего палеолита на северо-востоке Европы (по материалам стоянки Заозерье). Научные доклады Коми НЦ УрО РАН, вып. 467, Сыктывкар, 2004, 36 с.

Павлов П.Ю. Основные этапы заселения человеком Северо-Востока Европы в эпоху палеолита // Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. М., ИГ РАН, 2008, с. 69–78.

Павлов П.Ю., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И. Проблемы стратиграфии и палеогеографии палеолита Северо-Восточных районов Русской Равнины // Квартер – 2005. Материалы Всероссийского Совещания по изучению Четвертичного периода. Геопринт, Сыктывкар, 2005, с. 310–312.

Павлов П.Ю., Грибченко Ю.Н., Робрукс В., Свендсен Й.И. Ранняя пора верхнего палеолита на Северо-Востоке Европы // Костенки и ранняя пора верхнего палеолита Евразии: общее и локальное, Воронеж, 2004, с. 117–120.

Павлов П.Ю., Макаров Э.Ю. Гарчи I – памятник костенковско-стрелецкой культуры на Северо-Востоке Европы // Северное Приуралье в эпоху камня и металла. Материалы по археологии Европейского Северо-Востока, Вып. 15, Сыктывкар, 1998, с. 4–17.

Питулько В.В. Голоценовый каменный век Северо-Восточной Азии // Естнственная история Российской Восточной Арктики в плейстоцене и голоцене, М., ГЕОС, 2003, с. 99–151

Питулько В.В., Павлова Е.Ю., Кузьмина С.А., Никольский П.А., Басилян А.Э., Тумский В.Е., Анисимов М.А. Природно-климатические изменения на Яно-Индигирской низменности в конце каргинского времени и условия обитания людей верхнего палеолита на севере Восточной Сибири // Доклады АН, т. 417, № 1, 2007, с. 103–108.

Праслов Н.Д. Домустьерские и мустьерские памятники юга Русской равнины // Природа и развитие первобытного общества на территории Европейской части СССР, М., Наука, 1969, 119–127.

Свендсен Й.И., Павлов П.Ю., Хеген Х., Мангеруд Я., Хуфтхаммер А.К., Робрукс В. Природные условия плейстоцена и палеолитические стоянки на севере западного склона Уральских гор // Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. М., ИГ РАН, 2008, с. 79–97.

Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюлл. Ком. по изучению четв. периода, № 32. М., Наука, 1983, с. 29–42.

Степанчук В.Н. Нижний и средний палеолит Украины, Черновцы, «Зелена Буковина», 2006, 463 с.

Сулержицкий Л.Д. Время существования некоторых позднепалеолитических поселений по данным радиоуглеродного датирования костей мегафауны. М., Российская археология, № 3, 2004, с. 103–112.

Тимирева С.Н., Величко А.А. Субаэральные процессы в эпоху обитания стоянки Заозерье на р. Чусовой // Тезисы докл. научной конф-ции «Вклад России в МПГ», Сочи, 2008, с. 74.

Тимофеев В.И., Зайцева Г.И., Долуханов П.М., Шукуров А.М. Радиоуглеродная хронология неолита Северной Евразии. СПб., ТЕЗА, 2004, 157 с.

Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М., Наука,. 1979, 287 с.

Цейтлин С.М. Окрестности г. Владимира // Путеводитель экскурсий А-2 и С-2 XI Конгресса ИНКВА. Верхняя Волга и «Золотое Кольцо», М., 1982, с. 20–28.

Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Труды Всес.Научно-Иссладов. Геолог. Инст. Новая серия, т. 17, М., Госгеолтехиздат, 1956, 311 с.

Damblon F., Haesaerts P., Van Der Plicht J. New datings and considerations on the Chronology of Upper Palaeolithic sites in the Great Eurasiatic plain. Prehistoire Europeenne, volum 9, 1996. p. 177–231.

Dixon E.J. Human colonization of the Americas: timing, technology and process. Quaternary Science Reviews v. 20. Nos 1-3. 2001, p. 277–299.

Escutenaire C., Kozlowski J., Sitlivy V., Sobczyk K. Les chasseurs de mammouths de la vallee de la Vistule. Bruxelles, 1999. p. 99.

Gribchenko, Yu.N. Lithology and stratigraphy of loess-series and cultural layers of Late Paleolithic campsites in Eastern Europe. Quaternary International, 2006, P. 153–163.

Guslitzer B.I., Pavlov P.Y. 1993. Man and Nature in Northeastern Europe in the Middle and Late Pleistocene. In: From Kostenki to Clovis. Plenum Press, New York, p. 175–188

Housley R.A., Higham T.F.G., Anikovich M.V. New AMS radiocarbon dates from Kostenki 12 // Ранняя пора верхнего палеолита Евразии: Общее и локальное. СПБ, «Нестор-История», 2006, с. 152–155.

Klima B., Kukla J., Loћek V. De Vries H. Stratigraphie des Pleistozans und Alter des palдaolithischen Rastplatzes in der Ziegelei von Dolni Vмstonice (Unter-Wisternitz) // Anthropozoikum, 11, 1961, p. 59–78.

Mellars P. A new radiocarbon revolution and the dispersal of modern humans. Nature, 429, 2006, p. 931-935.

Pavlov, P., Roebroeks, W. & Svendsen, J.I. The Pleistocene colonization of northeastern Europe: a report on recent research. Journal of Human Evolution 47, 2004. P. 3-17.

Pettitt P. Chronology of the Mid Upper Palaeolithic: the radiocarbon evidence // Hunters of the Golden Age. The Mid Upper Palaeolithic of Eurasia 30,000 – 20,000 bp, Leiden: Leiden University. 2000. P. 21-30.

*Renault-Miskovsky J.*L'environnement au temps de la prehistoire. Methodes et modeles. Masson, Paris, 1985, 183 p.

Svendsen, J.I. and Pavlov, P. Mamontovaya Kurya: an enigmatic, nearly 40 000 years old Paleolithic site in the Russian Arctic // The chronology of the Aurignacian and of the transtional technocomplexes. Proceedings XIV UISPP Congress, 2003, p. 109-120.

Svoboda J. Dolni Vestonice – Pavlov. Historie a souиasnost archeologickeho fenomenu // Jiћni Morava, 36, 2000, p. 21–44.

Velichko A.A. 1988. Geology of the Musterian in East Europe and the adjacent areas. In: L'Homme de Neandertal (M.Otte – ed.), Liege, v. 2, p.181–206.

Paleogeography of the epoch of the initial human arctic and subarctic colonization

A.A. Velichko[1], *S.A. Vasil'ev*[2], *Yu.N. Gribchenko*[1],
E.I. Kurenkova[1]

---

1 – Institute of Geography of Russian Academy of Science, Moscow, Russia
2 – Institute for the history of material culture of Russian Academy of Science (IHMC RAS), St. Petersburg, Russia

Abstract

The first human appearances in northern regions of Eurasia are fixed by single archeological sites of the Mousterian epoch. The Late Paleolithic Prehistoric groups settling on the Northern Eurasia plains proceeded in conditions of changed environments in the glacial epoch of the Late Pleistocene. The Prehistoric Man has penetrated far to the North already at the early stages of the peopling only in western part of the Urals area and in Eastern Siberia. An initial colonization of Northern Plains, begun in the final of Middle Valdai megainterstadial, was continuing also under the glacial climatic conditions of the Last Glaciation. Only in final Pleistocene – early Holocene Late Paleolithic and Mesolithic communities settled in different regions of Subarctic and for the first time penetrated to Arctic latitudes. The first people penetration to the North America is also connected with this period.

Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан)

М.А. Левитан[1], *И.А. Рощина*[1], *В.Ю. Русаков*[1],
К.В. Сыромятников[1], *Р. Шпильхаген*[2]

*1 - Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Москва, Россия.
2 – IFM-GEOMAR, Киль, Германия*

Аннотация

Предложены схемы лито-хемостратиграфического расчленения колонок PS70/319 и PS70/358, поднятых с хребта Ломоносова. Показано, что в осадках, накапливавшихся на склоне хребта, происходил активный вынос пелитовых фракций. Выделены две толщи: вышележащая (ломоносовская) состоит из переслаивающихся ледниково-межледниковых отложений и охватывает, вероятно, изотопно-кислородные стадии (ИКС) с 1 по 6; нижележащая (полярная) состоит из более однородных глинисто-алевритовых осадков. Возможно, ее стратиграфический объем начинается с границы плейстоцена и плиоцена и заканчивается на границе ИКС 7 и ИКС 6. Отложения теплых климатических периодов обогащены глинистым материалом, а холодных – материалом ледового разноса. Питающей провинцией служил Верхояно-Колымский складчатый пояс

Подводный хребет Ломоносова, разделяющий Евразийский и Амеразийский сегменты Северного Ледовитого океана, протягивается в северо-восточном направлении от Северной Гренландии до континентальной окраины моря Лаптевых. Он обладает извилистой формой, в частности, большой изгиб располагается в его центральной части, так что точка с координатами Северного полюса проецируется на дно глубоководной котловины Амундсена. Хребет обладает уплощенной гребневой частью, располагающейся на глубинах от 950 до 1500 м. Его пологий склон обращен к котловине Макарова, а крутой – к котловине Амундсена (рис. 1). В последние 15–20 лет подводный хребет Ломоносова довольно активно изучался специалистами по четвертичной морской литологии, стратиграфии и палеоокеанологии *(Талденкова и др., 2009; Jakobsson et al., 2000, 2001, 2003; Mikkelsen et al., 2006; Nørgaard-Pedersen et al., 1997, 2003; O'Regan et al., 2008; Spielhagen et al., 2004; Stein et al., 1994;* см. также литературу в (*Левитан и др., 2007*$_1$). Большая часть изученных колонок показана на рис. 1.

Совсем недавно закончились споры о типичных скоростях пелагической седиментации в Северном Ледовитом океане в четвертичное время: сантиметры или миллиметры в тысячу лет. В итоге победила первая точка зрения. Судя по последним опубликованным данным (*Левитан и др., 2007*$_1$*; O'Regan et al., 2008*), в течение четвертичного периода, тем не менее, могли существовать некоторые отрезки времени с заметно уменьшенными скоростями се-

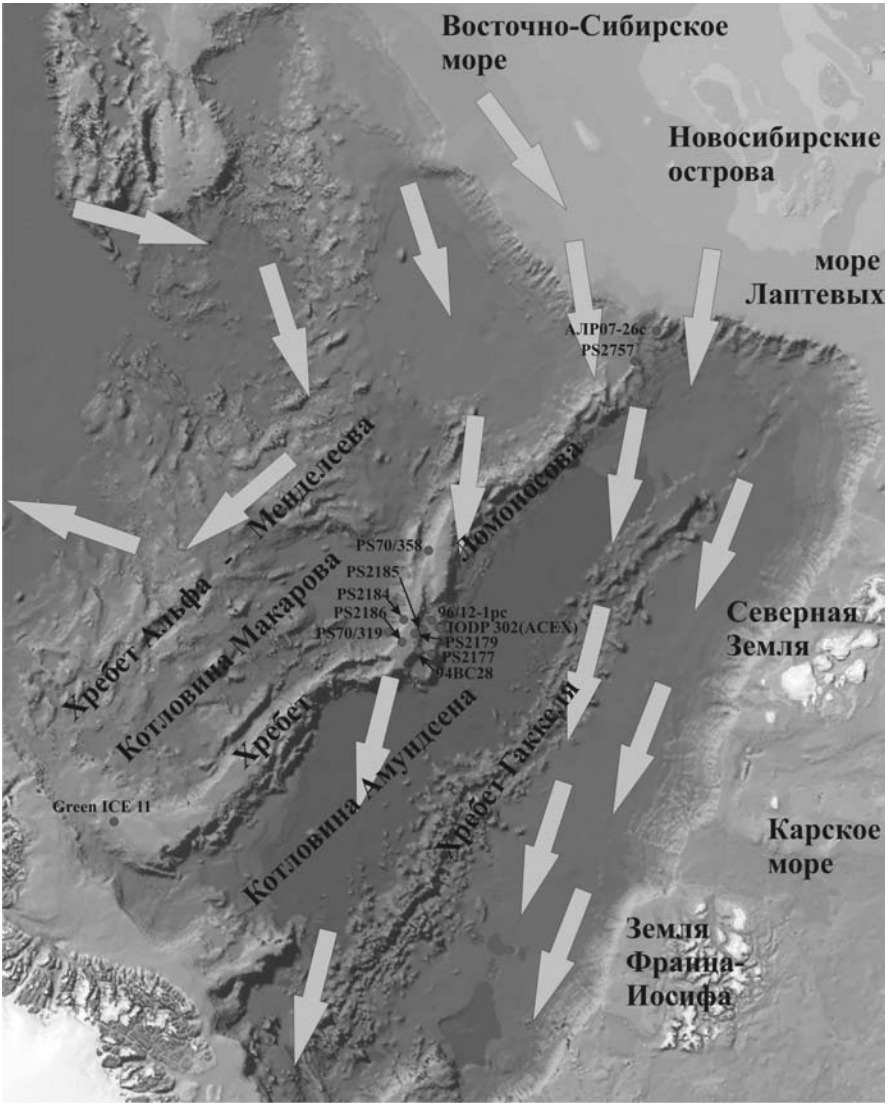


Рис.1. Карта расположения колонок донных осадков, упомянутых в статье. Схема поверхностной циркуляции показана по данным (Aagard, Carmack, 1989), с упрощениями.

диментации. Среди имеющихся публикаций по четвертичному осадконакоплению преобладают работы, посвященные стратиграфии и палеоокеанологии в течение последних 200 тыс. лет. Проведенное на хребте глубоководное бурение (рейс 302) позволило пройти весь разрез ледово-морских терригенных четвертичных отложений (*O'Regan et al., 2008*). В итоге обнаружено существование двух толщ: вышележащая толща представлена переслаиванием отложений холодных и теплых эпох, характеризующих резко контрастный климат последних шести изотопно-кислородных стадий (ИКС); нижележащая толща обладает довольно однородным глинисто-алевритовым составом и сформировалась в подледных условиях при менее контрастном климате без масштабных континентально-шельфовых оледенений. Ее полный стратиграфический объем точно не установлен, не исключено ее накопление с начала плейстоцена. В то же время исследований проблем литологии, минералогии и геохимии рассматриваемых отложений, положенных на четкую стратиграфическую основу, пока явно недостаточно. Наша работа посвящена именно этим проблемам.

1. Фактический материал и методы исследования

В основе статьи лежат оригинальные материалы исследования двух колонок донных осадков PS70/319 и PS70/358 (см. рис. 1), поднятых кастенлотами (сверхдлинными коробчатыми пробоотборниками) с хребта Ломоносова в ходе рейса НИС «Поларштерн» (Германия) ARK XXII-2 в 2007 г., в котором принимали участие Р. Шпильхаген (начальник отряда морской геологии) и В.Ю. Русаков. Первая из указанных колонок расположена на склоне хребта (глубина 2742 м), а вторая – на его гребне (глубина 1462 м). В качестве опорного разреза для сравнения выбрана колонка PS2185, не только относительно близко расположенная к нашим колонкам (см. рис. 1), но и обладающая хорошим стратиграфическим расчленением *(Spielhagen et al., 2004)*, с изученной рентгенофлуоресцентным методом *(Schoster, 2005)* неорганической геохимией, а также детально исследованными комплексами тяжелых минералов *(Behrends, 1999)*. Эти же методы изучения вещественного состава, дополненные гранулометрическим и компонентным анализом, были применены и нами. Литологическое описание в рейсе выполнено Р. Шпильхагеном. Компонентный состав под микроскопом изучен К.В. Сыромятниковым. Гранулометрические анализы водно-механическим методом (комбинация ситового анализа и метода отмучивания) выполнила Л.А. Задорина, а рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) – И.А. Рощина. В качестве границ гравийных, песчаных, алевритовых и пелитовых фракций приняты, соответственно, 2, 0.063, 0.002 мм. Названия литотипов даны в соответствии с классификацией В.Т. Фролова (1975). Методика РФА в применении к морским осадкам детально описана ранее *(Левитан и др., 2008)*. Важно отметить, что пробы не отмывались от морских солей. Обработка геохимических данных сделана В.Ю. Русаковым и М.А. Левитаном. Тяжелые минералы во фракции 0.125-0.063 мм, после их выделения с помощью бромоформа, исследовала А. А. Карпенко. Данные микроскопирования в ряде случаев были уточнены с помощью микрозонда и мессбауэровской спектроскопии. Лито- и хемостратиграфический анализ применил М.А. Левитан. Результаты традиционных изотопно-стратиграфических исследований раковин фораминифер (Р. Шпильхаген) пока не готовы.

2. Полученные результаты

Полученные результаты по гранулометрии показаны в табл. 1, а по неорганической геохимии – в табл. 2. Данные по тяжелым минералам получены лишь для небольшого числа образцов, и они будут отражены ниже, в соответствующем разделе.

Для стратиграфических построений мы использовали стратиграфическую концепцию Г.П. Леонова (1973), в основе которой лежит выделение на основе всей имеющейся информации реальных геологических тел и последующее их сопоставление со стратиграфическими шкалами. Сейсмостратиграфические и литологические данные, полученные в рейсе *(Schauer, 2008)*, убедительно свидетельствуют о горизонтально-слоистой структуре четвертичного осадочного чехла хребта Ломоносова. Нами преимущественно использовались методы лито- и хемостратиграфии.

2.1. Литология

Кол. PS70/319, как отмечалось, расположена на склоне хребта Ломоносова относительно близко к опорной кол. PS2185 и достигает в длину 292 см. Указанная ранее верхняя толща, которую предлагается назвать *ломоносовской,* имеет мощность 214 см и сложена переслаивающимися оливковыми и серовато-оливковыми (в верхнем горизонте коричневатыми) отложениями нечетных литостратиграфических горизонтов и отложениями преимущественно серого цвета различных оттенков, слагающими четные горизонты. Во всех случаях речь идет о терригенных обломочно-глинистых осадках.

В нечетных горизонтах доминируют глинистые алевриты, алевриты и лишь изредка встречаются более крупнозернистые осадки (рис. 2). Типичны текстуры интенсивной биотурбации. Четные горизонты представлены алевритистыми песками и песчанистыми алевритами (рис. 2), иногда вмещающими (например, в VI горизонте) обломки материала ледового разноса размером около 1 сантиметра. Как правило, биотурбация менее интенсивна (особенно в VI горизонте). В VI горизонте описаны интервалы осадков с текстурой «cottage cheese», свойственной отложениям оледенений *(Левитан и др., 2002)*. В интервале 116-120 см отмечена обратная градационная слоистость. Изредка наблюдаются волнистые (эрозионные?) границы песчанистых слоев. Границы выделенных литостратиграфических горизонтов расположены на следующих уровнях: I/II – 25 см; II/III – 32 см; III/IV – 44 см; IV/V – 61 см; V/VI – 116 см; VI/VII – 214 см.

Нижележащая толща, которую предлагается назвать *полярной*, вскрыта только в своей верхней части, в интервале 214–292 см. Она сложена оливковыми довольно однородными алевритами с интенсивной биотурбацией, в которых иногда отмечается песчаная примесь порядка 18-20% (рис. 2). Здесь тоже встречены волнистые границы слоев с песчаной примесью. На уровне 249–250 см описан слой уплотненных осадков, возможно, представляющий собой hard ground, маркирующий перерыв в седиментации.

Интересные особенности структуры осадков вскрываются при изучении корреляционных диаграмм гранулометрического состава (рис. 3). Например, в кол. PS70/319 между песком и алевритом существует четко выраженная отрицательная корреляция с R=-0.9663. Между концентрациями пелита и алев-

Таблица 1. Гранулометрический состав донных осадков хребта Ломоносов, %

Глубина, см	> 2 мм	2-1 мм	1-0,5 мм	0,5-0,25 мм	0,25-0,125 мм	0,125-0.063 мм	0.063-0.002 мм	<0.002 мм	Литотип
ст. PS70/319									
0-1				0.04	0.72	1.77	80.7	16.77	алеврит
15-16				0.21	8.33	19.69	65.22	6.56	песчанистый алеврит
26-27			0.04	0.81	3.36	48.85	35.11	11.83	алевритовый песок
36-37				0.32	8.62	25.75	60.24	5.07	песчанистый алеврит
43-44					0.15	1.85	85.78	12.36	алеврит
52-53			0.1	0.31	18.55	25.5	44.36	11.18	алевритовый песок
69-70				0.02	1.52	4.51	70.28	23.67	глинистый алеврит
90-91		0.01	0.29	7.95	24.52	16.09	37.53	13.61	алевритовый песок
103-104					0.02	0.11	79.21	20.68	глинистый алеврит
120-122	0.01	0.18	0.35	4.72	14.53	9.02	62.88	8.28	песчанистый алеврит
150-154		0.56	0.72	5.97	22.11	19.15	43.57	7.91	алевритовый песок
178-180		0.08	0.13	1.69	14.46	13.17	57.15	13.32	песчанистый алеврит
188-190		0.17	0.28	3.97	16.65	9.76	57.75	11.42	песчанистый алеврит
200-204		0.3	0.33	6.29	19.23	11.9	53.74	8.21	песчанистый алеврит
211-213		0.13	0.32	4.42	15.47	12.65	58.38	8.69	песчанистый алеврит
215-217				0.18	0.98	1.03	86.81	10.99	алеврит
221-222				0.04	6.12	12	74.66	7.17	алеврит с песком
225-228				0.02	0.79	2.97	85.01	11.21	алеврит
236-237			0.01	0.01	0.37	1.05	92.91	5.66	алеврит
247-250				0.04	0.95	3.33	81.86	13.82	алеврит
275-277	0.34		0.16	0.42	6.38	12.64	72.23	7.83	алеврит с песком
ст. PS70/358									
0-4		0.05	0.07	0.4	1.56	1.79	67.81	28.32	алеврит
17-19	0.59	0.12	0.12	1.49	10.12	8.85	63.04	15.67	песчанистый алеврит
28-30	0.4	0.09	0.33	3.11	19.05	14.88	45.17	16.97	песчанистый алеврит
36-37	0.12	0.02	0.35	3.83	14.02	8.26	56.34	17.07	песчанистый алеврит
45-46		0.08	0.23	2.09	17.99	14.51	45.35	19.75	песчанистый алеврит
48-49	0.44	0.14	0.34	3.05	20.9	16.32	44.26	14.55	песчанистый алеврит
60-62		0.13	0.29	2.82	19.71	17.06	42.88	17.11	песчанистый алеврит
77-78		0.41	0.3	6.27	24.17	15.23	40.36	13.26	алевритовый песок
100-102		0.09	0.26	6.49	27.65	12.69	37.09	15.73	алевритовый песок
112-114	0.09	0.2	0.51	5.44	20.3	16.61	42.94	13.9	алевритовый песок
135-137		0.07	0.06	0.17	1.08	2.11	64.98	31.53	глинистый алеврит
167-169			0.02	0.15	0.93	1.63	67.21	30.06	глинистый алеврит
216-217	0.9	0.1	0.19	0.37	1.88	3.29	65.38	27.9	глинистый алеврит
250-252		0.01	0.05	0.58	3.54	5.13	62.45	28.24	глинистый алеврит
290-292				0.03	0.23	0.38	66.02	33.34	глинистый алеврит
340-342	0.04			0.03	0.75	2.28	68.57	28.33	глинистый алеврит
370-372			0.07	0.06	2.11	3.96	66.81	26.98	глинистый алеврит
386-388		0.12	0.03	0.44	3.37	3.92	68.31	23.82	глинистый алеврит
420-422	0.34		0.05	0.1	1.51	3.19	67.82	26.99	глинистый алеврит
440-442			0.01	0.16	4.42	5.94	59.07	30.4	глинистый алеврит
470-472				0.06	1.65	2.53	72.93	22.82	алеврит
510-512		0.02	0.01	0.11	4.46	7.84	64.56	23	глинистый алеврит
535-537			0.005	0.11	0.94	2.18	69.49	27.28	глинистый алеврит
555-557					0.01	0.02	69.18	30.8	глинистый алеврит
630-632		0.05	0.03	0.19	2.7	6.56	69.44	21.02	глинистый алеврит
700-702		0.06	0.22	2.34	9.46	8.52	55.93	23.48	песчано-глинистый алеврит
770			0.01	0.11	2.13	3.47	65.81	28.48	глинистый алеврит

Таблица 3. Средний химический состав изученных отложений (вес. %; в числителе приведены концентрации для осадков кол. PS70/358, в знаменателе – для кол. PS70/319)

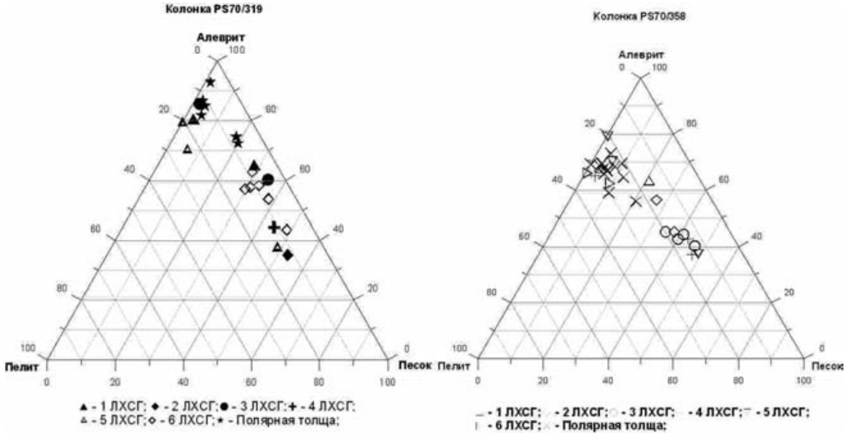
ЛХСГ, толщи, группы горных пород	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.
ЛХСГ 1 (n=2/n=2)	56.56 56.39	0.70 0.82	17.01 16.43	6.21 7.09	0.29 0.84	2.70 2.72	1.79 1.44	2.76 2.63	2.75 2.98	0.17 0.19	9.37 8.63
ЛХСГ 2 (n=2/n=1)	63.88 59.76	0.73 0.82	16.10 15.41	4.87 6.68	0.10 0.39	1.92 2.56	0.69 1.65	2.87 2.60	2.36 2.73	0.18 0.17	6.64 7.17
ЛХСГ 3 (n=4/n=2)	68.19 56.17	0.68 0.84	14.10 16.93	4.31 7.49	0.17 0.41	1.57 2.71	0.65 1.15	2.72 2.49	2.29 2.92	0.15 0.18	5.39 8.52
ЛХСГ 4 (n=2/n=1)	65.77 62.24	0.68 0.75	14.55 14.49	4.44 5.41	0.16 0.31	1.78 2.27	0.74 2.14	2.60 2.58	2.46 2.46	0.13 0.17	5.13 6.40
ЛХСГ 5 (n=9/n=3)	57.09 60.19	0.78 0.84	16.50 16.06	6.88 6.95	0.26 0.47	2.66 2.17	1.24 0.54	2.91 2.19	2.92 2.53	0.18 0.19	8.55 7.72
ЛХСГ 6 (n=2/n=6)	63.95 66.18	0.82 0.77	14.71 14.48	5.70 5.06	0.08 0.09	2.13 1.77	0.89 0.64	2.47 2.47	2.49 2.41	0.19 0.17	6.14 5.39
Ломоносовская толща (n=21/n=15)	61.88 61.64	0.74 0.80	15.70 15.45	5.79 6.12	0.20 0.34	2.37 2.50	1.05 0.96	2.79 2.45	2.65 2.60	0.17 0.18	7.29 6.89
Ломоносовская толща (n=36)	61.78	0.77	15.60	5.93	0.26	2.23	1.01	2.65	2.63	0.17	7.12
Полярная толща (n=33/n=6)	57.93 58.99	0.79 0.81	16.83 16.21	7.05 6.92	0.29 0.30	2.37 2.50	0.73 0.88	2.84 2.52	3.04 2.79	0.20 0.17	7.80 7.65
Полярная толща (n=39)	58.09	0.79	16.73	7.03	0.29	2.39	0.89	2.79	3.00	0.20	7.78
Глинистые породы:											
складчатые пояса Pz	59.46	0.74	17.53	6.56	0.14	2.38	1.82	1.52	3.68	0.13	6.04
складчатые пояса Mz	56.84	0.77	15.86	6.25	0.11	2.59	3.66	1.03	3.05	0.18	9.65
Песчаные породы:											
складчатые пояса Pz	68.64	0.64	13.26	4.89	0.09	1.97	2.50	2.83	2.13	0.14	3.99
складчатые пояса Mz-Kz	70.74	0.60	12.39	4.31	0.08	1.81	1.73	2.33	2.20	0.16	3.25

Примечание. Химический состав для глинистых и песчаных пород взят из книги (Ронов и др., 1990).

Таблица 4. Минеральный состав осадков различных изотопно-кислородных стадий кол. PS 2185 (отн. %) [составил М.А. Левитан по данным (Behrends, 1999)]

ИКС	HBl	ClPx	Ep	ClPx/Ep	BlOr	Gr
1	34	13	14	0.93	12	7
2	32	14	12	1.17	13	7
3	33	13	14	0.93	10	6
4	28	11	19	0.58	17	3
5	32	7	13	0.54	12	5
6	19	5	12	0.42	21	7
7 и древнее	32	6	12	0.50	14	6

Примечания. HBl – роговая обманка; ClPx – клинопироксены; Ep – эпидот; BlOr – черные рудные минералы; Gr – гранат.



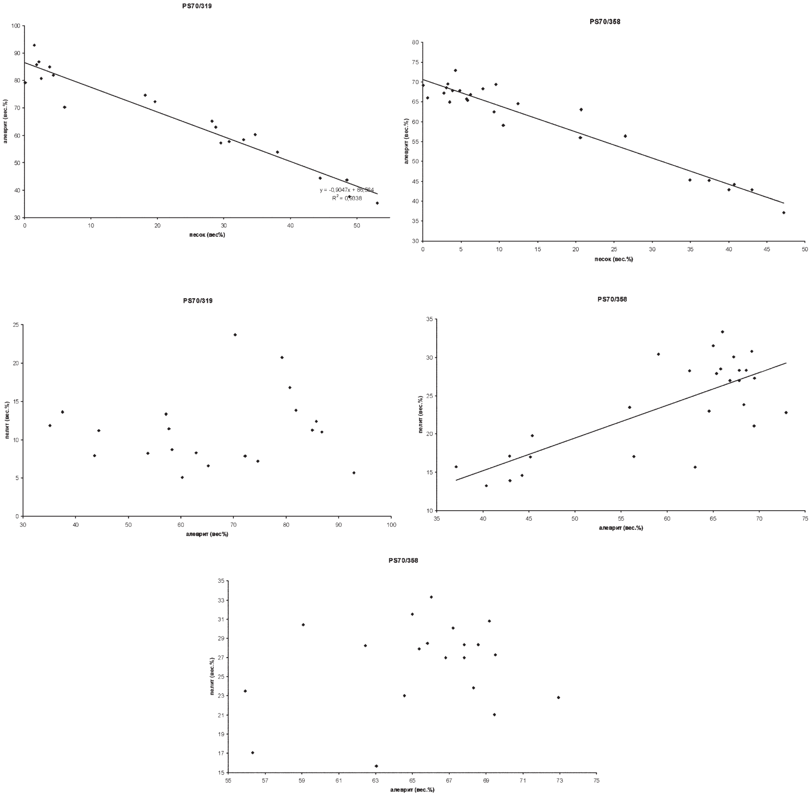


Рис. 2(вверху). Треугольные диаграммы гранулометрического состава осадков.
Рис. 3(внизу). Корреляционные диаграммы гранулометрического состава осадков.

рита в целом никакой корреляции не существует вообще, однако в области высоких концентраций алеврита (80% и более), вероятно, можно говорить об отрицательной корреляции между обоими параметрами, что можно объяснить либо принадлежностью части алеврита к айсберговому материалу, либо дополнительным выносом течениями пелита в этих пробах.

Как представляется, приведенные материалы дают основания для выводов о том, что: 1) песчаный материал осадков этой колонки поставлен преимущественно айсбергами, а пелитовый и алевритовый – морским льдом и морскими течениями; 2) на формирование гранулометрического состава помимо главной причины – обусловленного климатическими изменениями ледового режима, оказывал существенное влияние и гидродинамический режим придонных вод над склоном хребта, причем эпизодическое усиление придонных течений приводило к формированию не только ряда отмеченных текстурных особенностей, но и к вымыванию пелитовых фракций. Ранее эта проблема для хребта Ломоносова рассмотрена в работе *(St.John, 2008)*.

Кол. PS70/358 расположена на гребне хребта на некотором удалении от приполярного района, где находятся кол. PS2185 и PS70/319 (см. рис. 1). Она достигает в длину 770 см. Здесь также по литологическим данным выделяются ломоносовская толща мощностью 283 см и нижележащая (до забоя колонки) полярная толща. В ломоносовской толще, также как и в кол. PS70/319, развиты нечетные и четные литостратиграфические горизонты, однако распределение гранулометрических фракций по разрезу несколько иное. Сверху вниз: в I горизонте (0-24 см) развиты алевриты и песчанистые алевриты, во II (24-39 см) – песчанистые алевриты; в III (39-99 см) – песчанистые алевриты, подстилаемые в подошве алевритистым песком; в IV (99-114 см) – алевритистые пески; в V (114-256 см) – глинистые алевриты, в VI (256-283 см) – песчанистые алевриты (см. рис. 2). Здесь также осадки нечетных горизонтов сильнее биотурбированы, однако в III горизонте описаны и текстуры «cottage cheese», и крупнообломочный (до 8 см в поперечнике) материал ледового разноса. Существует в этом горизонте и горизонтально-слоистая текстура с чередующимися тонкими слойками различного цвета, напоминающая осадки дегляциации в Западно-Арктических морях (*Левитан и др., 2007*$_1$*;*). В четных горизонтах всегда присутствуют текстуры «cottage cheese», а VI горизонт представлен маломощными осадками с типичной для дегляциаций (или терминаций) полосчатостью.

Довольно мощная полярная толща представлена почти исключительно глинистыми алевритами, местами включающими в себя прослои алевритов и песчано-глинистых алевритов (см. табл. 1 и рис. 2). В целом весь разрез этой колонки представлен несколько более тонкозернистыми отложениями, чем в кол. PS70/319, что объясняется большей гидродинамической активностью придонного слоя океана на склоне хребта.

Соотношения песка и алеврита в осадках (см. рис. 3) практически такие же, как в кол. PS70/319 (R=-0.9694), а между пелитовой и алевритовой фракцией в целом (см. рис. 3) существует тесная положительная корреляция (R=0.7599). Однако специальное исследование связи между алевритом и пелитом для осадков с высоким (более 50%) содержанием алеврита показало практическое отсутствие корреляции между этими фракциями (R=0.2486). К сожалению, гранулометрические данные для осадков с содержанием алеврита менее 50% крайне немногочисленны и корректного корреляционного анализа провести нельзя, однако на качественном уровне возникает впечатление, что для этих осадков возможна

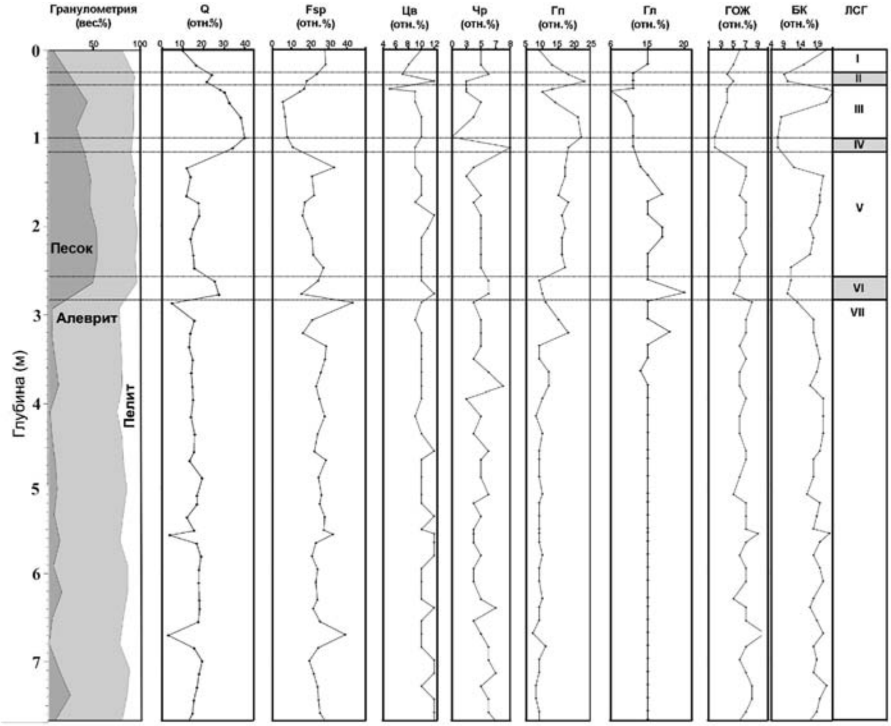


Рис. 4. Компонентный состав осадков кол. PS70/358. Римскими цифрами даны номера литостратиграфических горизонтов (ЛСГ). Q – кварц; Fsp – полевые шпаты; Цв – цветные минералы; Чр – черные рудные минералы; Гп – обломки горных пород; Гл – глинистые минералы; ГОЖ – гидроокислы железа; БК – биогенные карбонаты (сумма планктонных фораминифер, секреционных бентосных фораминифер и кокколитов).

даже отрицательная корреляция между исследуемыми фракциями. Таким образом, вероятно, можно предположить, что в районе кол. PS70/358 айсберговый материал был представлен не только песком, но и (частично) алевритом, а явления вымыва пелитового вещества и усиления сортировки осадков за счет эпизодов усиления гидродинамической активности имели место и над гребнем хребта, хотя и в меньшей степени, чем над его склоном.

Рис. 4 дает представление об отличиях компонентного состава осадков исследуемой колонки по разрезу. Основными компонентами являются светлоокрашенные прозрачные минералы (кварц и полевые шпаты), глинистые минералы, обломки горных пород, цветные прозрачные минералы, черные рудные, гидроокислы железа, биогенные карбонаты (остатки планктонных и секреционных бентосных фораминифер, кокколиты). Выявлены особенности распределения этих компонентов по литостратиграфическим горизонтам: отложения нечетных горизонтов и полярной толщи относительно обогащены биогенными карбонатами, гидроокислами железа, светлоокрашенными минералами (полевыми шпатами); отложения четных горизонтов обогащены кварцем и обломками горных пород. Местами в четных горизонтах также отмечены повышенные содержания биогенных карбонатов.

Сравнение литологического состава обеих описанных колонок продемонстрировало как черты сходства (две толщи, сходная последовательность горизонтов), так и различия (большая крупнозернистость осадков кол. PS70/319, различная мощность одноименных горизонтов, относительная крупнозернистость осадков ЛХСГ III в кол. PS70/358 по сравнению с кол. PS70/319, и т.д.).

2.2. Геохимия

Изучение химического состава осадков позволило выделить хемостратиграфические горизонты, полностью совпавшие с ранее выделенными литостратиграфическими горизонтами, что позволяет говорить о существовании литохемостратиграфических горизонтов (ЛХСГ) в обеих колонках. Полученные результаты по среднему химическому составу отложений различных ЛХСГ и толщ в обеих колонках показаны в табл. 3. Здесь приведены данные только по макрокомпонентам.

Если отвлечься от деталей и учитывать число проб для каждой строки табл. 3, то выясняются несколько простых закономерностей: 1) химический состав ЛХСГ и толщ прежде всего определяется их литологией: чем грубее осадки, тем больше в них SiO_2 и меньше остальных компонентов; 2) в целом химический состав осадков нечетных горизонтов и полярной толщи близок к составу глинистых пород мезозойских складчатых поясов, а осадков четных ЛХСГ – к тому же составу, обогащенному примесью песчаных пород из складчатых поясов того же возраста.

Первую из отмеченных закономерностей хорошо подтверждает график корреляции отношения (песок/сумма алеврита и пелита), умноженного на 100, и отношения SiO_2/Al_2O_3, умноженного на 10. Коэффициент корреляции равен 0.8672.

Обращает на себя внимание существование в полярной толще нескольких слоев (например, на уровнях 290, 555 и 670 см – см. табл. 2) с очень высокими потерями при прокаливании, заметно превышающими 10%, очень низкими отношениями SiO_2/Al_2O_3 (примерно вдвое более низкими, чем в осадках с песчаной примесью), высокими содержаниями F_22O_3, Cu, Zn, V, пониженными концентрациями MnO. Все это заставляет говорить об эпизодах сохранения в тонкозернистых осадках высоких содержаний органического вещества, обусловленного затрудненной вентиляцией придонных вод вследствие усиленной стагнации.

Для обеих колонок составлены свои корреляционные матрицы, исследование которых позволило выделить геохимические ассоциации. Для кол. PS70/319: 1) SiO_2, Zr (в некоторой степени – Ba); 2) TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, K_2O, п.п.п., Cr, V, Ni, Cu, Zn, Rb, Nb, As; 3) S; 4) CaO; 5) P_2O_5 и As; 6) Sr, Na_2O (?) (в некоторой степени CaO и Ba). Первая ассоциация объясняется приуроченностью к песчаной фракции с обилием в ней кварца, минералов циркония и полевых шпатов; вторая – совокупным нахождением тонкой кластики, глинистых минералов, органического вещества и соединений железа (не исключено, что MnO здесь оказался за счет частичного вымывания пелитового материала); сера, вероятно, сульфатная из-за морских солей в пробе; карбонат кальция частично ассоциирует только со Sr, так как этот элемент изоморфно замещает Ca в раковинах биогенных карбонатов, ко-

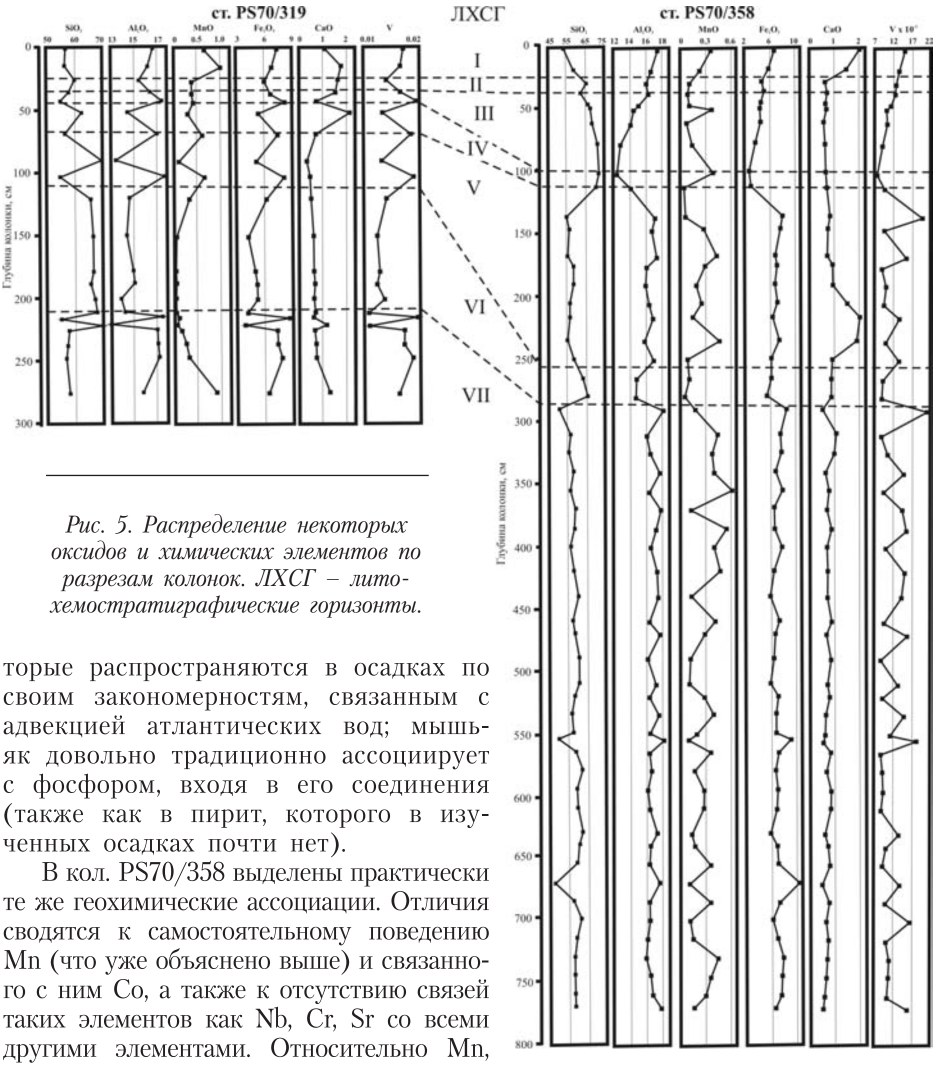


Рис. 5. Распределение некоторых оксидов и химических элементов по разрезам колонок. ЛХСГ – литохемостратиграфические горизонты.

торые распространяются в осадках по своим закономерностям, связанным с адвекцией атлантических вод; мышьяк довольно традиционно ассоциирует с фосфором, входя в его соединения (также как в пирит, которого в изученных осадках почти нет).

В кол. PS70/358 выделены практически те же геохимические ассоциации. Отличия сводятся к самостоятельному поведению Mn (что уже объяснено выше) и связанного с ним Co, а также к отсутствию связей таких элементов как Nb, Cr, Sr со всеми другими элементами. Относительно Mn, с нашей точки зрения, более справедлива гипотеза о его преимущественной связи с речными выносами, более обильными в теплые эпохи *(Jakobsson et al., 2000)*. Эта идея поддерживается и в целом похожим распределением валового железа. Против гипотезы о связи высоких значений MnO с эпизодами улучшенной вентиляции придонных вод (также в теплые эпохи) свидетельствует отсутствие тесных корреляций содержаний этого компонента с такими элементами как V, Cu, Ni, Zn.

Важно отметить, что в кол. PS70/358 одни и те же микроэлементы образуют тесные корреляционные связи и с алевритом, и с пелитом. В осадках кол. PS70/319, напротив, те же микроэлементы коррелируют с алевритом, но не с пелитом. Отсюда следует, что значительная часть пелита была вынесена из осадков кол. PS70/319 в результате повышенной гидродинамической активности придонных вод.

На рис. 5 показано поведение типичных для выделенных геохимических ассоциаций элементов по разрезам колонок. Обращает на себя внимание, что многие элементы (в частности, железо) можно использовать для целей хемостратиграфии, однако оптимальным является использование MnO, что уже сделано другими исследователями *(Jakobsson et al., 2000, 2001; Löwemark et al., 2008)*. Наряду с марганцем следует учитывать такие элементы, как V, Zn, Rb, As с их повышенными содержаниями в осадках нечетных ЛХСГ и пониженными – в четных. В целом почти все микроэлементы теснейшим образом связаны с тонкой терригенной матрицей, что позволяет сделать вывод о доминировании их литогенных форм в изученных осадках. Таким образом, даже в центре Северного Ледовитого океана, вероятно, доминирует «геохимия взвешенных форм», а не растворов.

В отличие от кол. PS70/319, где айсберговый материал явно обогащает осадки четных ЛХСГ, в кол. PS70/358 это обогащение приурочено к осадкам горизонтов II, III, IV и VI, что, возможно, подтверждает взгляды о существовании единой крупной ледниковой эпохи в течение ИКС 2 – ИКС 4. Одновременно такое соотношение гранулометрического и химического состава в кол. PS70/358 дополнительно указывает на отличающиеся источники материала и системы транспортировки осадочного вещества для обеих колонок.

Химический состав осадков отражен на диаграмме соотношения гидролизатного и железного модулей *(Юдович, Кетрис, 1986)*, которая выявила высокие значения обоих модулей в осадках полярной толщи и нечетных ЛХСГ, не содержащих повышенные количества айсбергового материала, и, соответственно, низкие –в четных ЛХСГ,.

2.3. Стратиграфия

На рис. 6 проведено сопоставление двух параметров: содержания фракции более 63 мкм и отношения Si/Al в опорной колонке PS 2185 и в исследованных нами двух колонках. При этом показаны выделенные ЛХСГ и (для опорного разреза) ИКС. В первом приближении можно утверждать, что ЛХСГ примерно соответствуют ИКС (особенно для ИКС 1 и ИКС 2), хотя на самом деле соотношения более сложные. Для кол. PS70/358 можно предположить, что сохранилась лишь верхняя часть ЛХСГ VI, соответствующая (может быть, не полностью) терминации II – переходу от ИКС 6 к ИКС 5, а на нижнюю часть горизонта пришелся перерыв в седиментации.

Ясно, что в целом кол. PS70/319 (за исключением ЛХСГ VI) обладает конденсированным разрезом по сравнению с двумя другими разрезами. При учете предлагаемых вариантов скоростей седиментации для осадков ИКС 7 и древнее по минимальному варианту *(O'Regan et al., 2008)* возраст осадков забоя в кол. PS70/319 (без учета возможного перерыва в седиментации) может быть равным 270 тыс. лет, а в кол. PS70/358 – 670 тыс. лет. По максимальному варианту возраст может быть существенно древнее (оставаясь в пределах четвертичного периода).

Если говорить об истории скоростей седиментации в четвертичное время на хребте Ломоносова, то они колебались от 0.5 см/тыс. лет для осадков ИКС 1 – ИКС 5d в кол. GreenICE core 11 *(Mikkelsen et al., 2006)* через умеренные значения для ИКС 1 – ИКС 5 в околополярной зоне хребта (Levitan, Lavrushin, 2009) к повышенным значениям на окончании хребта около моря Лаптевых *(Талденкова и др., 2009)*. Отметим, что в последнем случае из-за

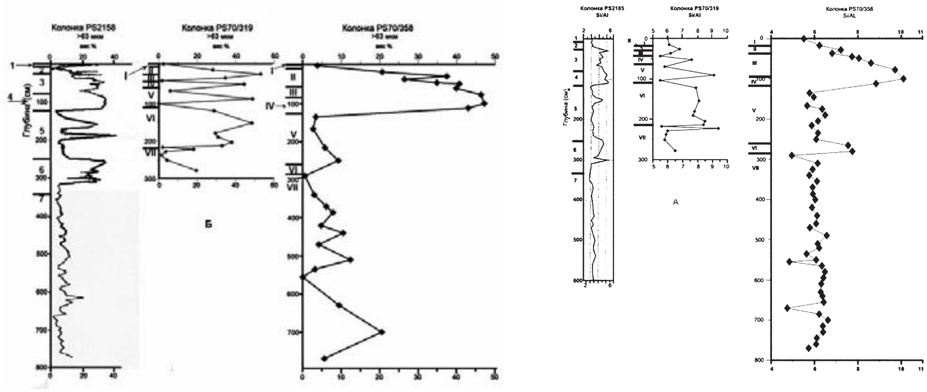


Рис. 6. Корреляция отношения Si/Al в кол. PS2185 (Schoster, 2005) и в изученных нами колонках (А); корреляция содержаний фракции более 63 мкм в кол. PS2185 (Spielhagen et al., 2004) и в изученных нами колонках (Б). Арабскими цифрами даны номера ИКС (Spielhagen et al., 2004), римскими – номера ЛХСГ.

отсутствия фораминифер в ряде интервалов разреза стратиграфическая точность невелика. Так или иначе, скорость седиментации полярной толщи была существенно ниже, чем вышележащей ломоносовской толщи, и, вероятно, не превышала 0,5 – 1,0 см/тыс. лет *(O'Regan et al., 2008)*.

2.4. Минералогия

Есть смысл перейти от геохимии к минералогии, рассматривая соотношение содержаний SiO_2 и кварца, причем концентрация последнего рассчитана по материалам рентгенофлуоресцентного анализа по методике Е.Г. Гурвича (Левитан и др., 1998). Коэффициент корреляции между обоими параметрами равен 0.9712, что дает возможность использовать концентрации кварца в литостратиграфических целях. Выше было показано явное тяготение кварца к осадкам четных горизонтов в кол. PS70/358 (см. рис. 4), а C. Vogt (1997) в своей диссертации продемонстрировал, что алевритовые фракции осадков холодных стадий в Арктике и Субарктике обогащены кварцем (по рентгендифрактометрическим данным) по сравнению с теплыми стадиями. По нашим данным, содержание кварца в осадках четных горизонтов в кол. PS70/319 варьирует от 20 до 36%, а в кол. PS70/358 – от 22 до 40%. Соответственно, в осадках нечетных горизонтов и в полярной толще эти значения заметно ниже, обычно в пределах 10–18%.

По результатам изучения наших колонок, среди тяжелых минералов преобладают роговые обманки, черные рудные минералы и гетит с гидрогетитом. Местами заметно содержание граната (альмандина). В гор. 100-102 см (ЛХСГ IV) кол. PS70/358 обращает на себя внимание высокое (до 50%) содержание железо-марганцевых микроконкреций, что свидетельствует об относительно низких скоростях седиментации.

В опорной колонке PS 2185 М. Беренц *(Behrends, 1999)* не определяла содержание окислов и гидроокислов железа среди тяжелых минералов. В изученных ею ассоциациях преобладают роговые обманки, черные рудные минералы, клинопироксены, минералы группы эпидота, гранаты. Как и в наших колонках, здесь также доминируют роговые обманки. По литературным данным, преобладание роговых обманок типично для современных осадков восточной половины моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря. Максимум концентраций клинопироксенов приходится на осадки западной части моря Лаптевых и восточной части Карского моря *(Левитан и др., 2007_1)*, что объясняется поставкой размываемого материала плато Путорана. По разрезу наиболее характерно уменьшение концентраций клинопироксенов и (особенно четко) отношения клинопироксены/эпидот для осадков ИКС 4 и более древних по сравнению с осадками ИКС 1 – ИКС 3 (табл. 4). С нашей точки зрения, это явление объясняется историей оледенения упомянутого плато, которое во время ИКС 6 – ИКС 4 было покрыто ледниковым куполом *(Svendsen et al., 2004)*. К этому же рубежу в кол. АЛР07-26С на лаптевоморском окончании хребта приурочена смена гранитно-гнейсового комплекса крупнообломочного материала ледового разноса на платформенный *(Талденкова и др., 2009)*, что авторы объясняют уменьшением площади развития Баренцево-Карского ледового щита. Интересно и отмеченное М. Беренц относительное увеличение концентраций обломочных карбонатов в осадках на границе ИКС 3/ИКС 4, а также в осадках ИКС 7 и древнее (в полярной толще, по нашей терминологии). Представляется, что это явление обусловлено миграцией круговорота моря Бофорта ближе к северному полюсу в упомянутые периоды времени, т.к. именно в современных осадках моря Бофорта заметно присутствие обломочных карбонатов *(Белов, Лапина, 1961)*.

3. Обсуждение результатов

На наш взгляд, наибольший интерес представляют четыре проблемы: 1) механизмы седиментации; 2) положение возрастной границы между контрастным и менее контрастным климатом; 3) периоды усиления айсберговой активности и адвекции атлантических вод; 4) пространственно-временные особенности изменения питающих провинций, механизмов транспортировки и фациальная зональность четвертичной седиментации вдоль подводного хребта Ломоносова.

3.1. Механизмы седиментации

Традиционно для подводных хребтов рассматриваемой зоны Северного Ледовитого океана указывается на существование двух главных механизмов седиментации: из айсбергов и из морского льда. На основе сравнительного анализа комплексов глинистых минералов из фракции менее 2 мкм в криозолях и поверхностном слое донных осадков под местами взятия проб криозолей *(Левитан и др., 1995_1)*, а также данных по средним концентрациям криозолей и морских взвесей в Северном Ледовитом океане *(Левитан и др., 1995_2)*, нам удалось показать, что роль морских течений и привносимой ими взвеси в седиментации пелагиали этого океана существенно выше роли криозолей. В дополнение к приведенным косвенным доказательствам большей роли морских течений, чем морского льда, в современной поставке осадочного материала в центральную часть Северного Ледовитого океана, недавно появи-

Таблица 2. Химический состав донных осадков хребта Ломоносов, % (начало)

Горизонт, см	п.п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO
ст. PS70/319							
0-1	8,72	56,56	0,836	16,68	7,38	0,666	2,62
15-16	8,54	56,21	0,801	16,17	6,8	1,01	2,82
26-27	7,17	59,76	0,817	15,41	6,08	0,394	2,56
36-37	7,66	57,63	0,788	16,42	6,74	0,391	2,68
43-44	9,38	54,71	0,889	17,44	8,24	0,423	2,74
52-53	6,40	62,24	0,747	14,49	5,41	0,306	2,27
69-70	8,73	56,27	0,833	17,04	7,48	0,624	2,76
90-91	5,06	69,09	0,721	13,39	5,22	0,118	1,48
103-104	9,38	55,22	0,959	17,74	8,14	0,663	2,27
120-122	5,65	64,93	0,802	14,58	6,24	0,338	1,86
150-154	6,20	66,25	0,788	14,34	4,33	0,033	1,82
178-180	4,96	66,12	0,787	14,91	5,06	0,044	1,55
188-190	5,40	65,3	0,773	14,99	5,24	0,045	1,85
200-204	5,25	66,74	0,745	13,88	5,26	0,043	1,73
211-213	4,90	67,71	0,748	14,16	4,22	0,042	1,78
215-217	8,91	55,23	0,876	17,42	8,68	0,104	2,65
221-222	3,95	69,4	0,669	13,02	3,92	0,045	1,8
225-228	8,11	57,68	0,806	16,92	7,28	0,16	2,6
236-237	8,11	57,14	0,811	17,05	7,4	0,258	2,68
247-250	8,52	56,58	0,902	17,11	7,86	0,32	2,55
275-277	8,28	57,89	0,782	15,72	6,39	0,918	2,73
ст. PS70/358							
0-1	10,24	54,34	0,686	17,4	6,6	0,356	2,85
17-18	8,5	58,78	0,719	16,61	5,82	0,228	2,54
28-29	6,23	64,94	0,71	16,01	4,66	0,104	1,7
36-37	7,04	62,82	0,745	16,19	5,07	0,087	2,15
45-46	5,61	66,27	0,702	14,99	4,54	0,104	1,75
48-49	5,46	67,36	0,703	14,56	4,46	0,363	1,69
60-61	5,45	68,26	0,681	14,03	4,45	0,073	1,47
77-78	5,03	70,85	0,625	12,83	3,78	0,134	1,36
100-101	5,79	71,57	0,628	12,37	2,65	0,387	1,21
112-113	4,47	70,13	0,661	14,13	2,86	0,029	1,43
135-136	9,46	55,63	0,75	17,16	7,81	0,055	2,69
145-146	8,85	56,32	0,81	16,7	7,63	0,276	2,61
167-168	9,4	55,83	0,75	17,32	6,79	0,43	2,9
175-176	7,75	58,53	0,8	16,06	6,98	0,287	2,54
190-191	8,06	58,53	0,88	15,96	6,72	0,183	2,47
205-206	8,31	56,74	0,78	16,36	7,14	0,246	2,54
216-217	8,72	56,58	0,681	16,82	6,3	0,148	2,8
235-236	8,9	55,5	0,79	15,84	7,39	0,46	2,63
250-251	7,48	58,67	0,728	16,9	6,06	0,085	2,79
265-266	6,44	63,16	0,83	14,78	6,05	0,105	2,23
280-281	5,84	64,74	0,81	14,63	5,35	0,046	2,03
290-291	12,18	50,94	0,864	18,11	8,43	0,179	3,05
310-311	7,94	56,62	0,78	16,1	7,52	0,436	2,47
325-326	8,6	55,74	0,78	16,52	7,7	0,383	2,67
340-341	7,24	58,06	0,746	17,63	6,82	0,397	2,45

Таблица 2. Химический состав донных осадков хребта Ломоносов, % (продолжение).

Горизонт, см	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr	S	V	Co
ст. PS70/319								
0-1	1,11	2,58	2,94	0,191	0,01	0,05	0,0171	0,0062
15-16	1,77	2,67	3,02	0,178	0,009	0,06	0,0165	0,0145
26-27	1,65	2,6	2,73	0,167	0,008	0,05	0,0139	0,0067
36-37	1,55	2,54	2,92	0,173	0,008	0,05	0,0165	0,005
43-44	0,75	2,44	2,92	0,182	0,01	0,05	0,0193	0,0057
52-53	2,14	2,58	2,46	0,174	0,007	0,05	0,0132	0,0039
69-70	0,75	2,59	2,74	0,174	0,009	0,05	0,0184	0,006
90-91	0,37	1,94	2,24	0,2	0,009	0,05	0,0129	0,002
103-104	0,51	2,05	2,61	0,196	0,012	0,04	0,0187	0,0044
120-122	0,52	2,17	2,35	0,164	0,009	0,04	0,014	0,0028
150-154	0,63	2,36	2,47	0,146	0,01	0,1	0,0122	0,0017
178-180	0,65	2,43	2,37	0,182	0,007	0,03	0,0124	0,0021
188-190	0,68	2,75	2,44	0,175	0,007	0,05	0,012	0,0024
200-204	0,64	2,57	2,41	0,177	0,006	0,05	0,0134	0,0022
211-213	0,69	2,55	2,44	0,152	0,007	0,04	0,0104	0,0021
215-217	0,63	2,3	2,87	0,186	0,009	0,05	0,0194	0,0035
221-222	1,17	2,92	2,39	0,165	0,006	0,04	0,0106	0,0016
225-228	0,68	2,55	2,99	0,163	0,008	0,05	0,017	0,0034
236-237	0,75	2,42	2,97	0,162	0,01	0,04	0,017	0,005
247-250	0,75	2,3	2,79	0,183	0,009	0,04	0,0185	0,0064
275-277	1,31	2,65	2,7	0,172	0,008	0,05	0,0161	0,0131
ст. PS70/358								
0-1	2,06	2,76	2,88	0,17	0,005	0,06	0,0149	0,0082
17-18	1,51	2,75	2,63	0,175	0,005	0,06	0,0134	0,0041
28-29	0,65	2,94	2,33	0,203	0,005	0,05	0,0126	0,0013
36-37	0,72	2,79	2,39	0,16	0,005	0,05	0,0125	0,0039
45-46	0,65	2,72	2,35	0,168	0,005	0,05	0,0112	0,0013
48-49	0,67	2,69	2,34	0,153	0,011	0,05	0,0103	0,0037
60-61	0,61	2,6	2,29	0,155	0,004	0,05	0,0104	0,0015
77-78	0,66	2,85	2,18	0,131	0,006	0,06	0,0092	0,0021
100-101	0,69	2,35	2,23	0,098	0,005	0,05	0,0078	0,0021
112-113	0,71	2,71	2,28	0,112	0,006	0,09	0,0099	0,0014
135-136	0,83	2,75	2,86	0,179	0,006	0,05	0,0194	0,0025
145-146	0,77	3,01	3,05	0,19	0,0078	0,09	0,0099	0,0081
167-168	0,75	2,99	2,71	0,156	0,006	0,06	0,0154	0,0095
175-176	0,94	3,29	2,95	0,18	0,0067	0,08	0,0091	0,0055
190-191	0,97	2,66	2,86	0,19	0,0075	0,07	0,0102	0,0053
205-206	1,53	2,95	3,12	0,19	0,0077	0,07	0,0097	0,0041
216-217	2,06	2,54	2,89	0,17	0,016	0,04	0,0136	0,0032
235-236	1,94	2,88	3,05	0,2	0,0073	0,07	0,0101	0,0078
250-251	0,92	2,92	2,76	0,155	0,004	0,05	0,0133	0,0031
265-266	0,89	2,47	2,52	0,19	0,0088	0,06	0,0095	0,0027
280-281	0,9	2,47	2,45	0,18	0,008	0,06	0,0089	0,0014
290-291	0,55	3,9	2,48	0,144	0,009	0,05	0,0208	0,0064
310-311	1,08	2,91	3,17	0,21	0,0084	0,07	0,0089	0,0043
325-326	1	2,87	3,31	0,2	0,0078	0,07	0,0104	0,0046
340-341	0,65	2,75	3,07	0,179	0,006	0,04	0,0147	0,0047

Таблица 2. Химический состав донных осадков хребта Ломоносов, % (продолжение).

Горизонт, см	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb
ст. PS70/319								
0-1	0,0107	0,0041	0,0124	0,0123	0,0202	0,0026	0,0171	0,0013
15-16	0,0287	0,0082	0,0124	0,0122	0,0219	0,0025	0,0182	0,0012
26-27	0,0108	0,0052	0,0117	0,0107	0,0206	0,0028	0,0198	0,0014
36-37	0,0077	0,0045	0,0112	0,0118	0,0222	0,0026	0,0189	0,0013
43-44	0,0105	0,0045	0,012	0,0132	0,0163	0,0027	0,0169	0,0011
52-53	0,0062	0,0043	0,0073	0,0091	0,0225	0,0027	0,0186	0,0014
69-70	0,0106	0,004	0,0104	0,0115	0,0184	0,0027	0,017	0,0014
90-91	0,0037	0,0019	0,0052	0,0078	0,0133	0,0031	0,0205	0,001
103-104	0,0116	0,003	0,0134	0,0111	0,0158	0,003	0,0172	0,0014
120-122	0,0061	0,0021	0,0093	0,0092	0,0173	0,0027	0,0213	0,0012
150-154	0,0113	0,004	0,0079	0,009	0,0178	0,0026	0,0217	0,0013
178-180	0,0042	0,0011	0,0073	0,0087	0,0248	0,0027	0,0239	0,001
188-190	0,0051	0,0012	0,0086	0,0087	0,022	0,0026	0,0228	0,0011
200-204	0,0038	0,0007	0,0081	0,0089	0,0202	0,0025	0,0245	0,0012
211-213	0,0041	0,0017	0,0066	0,0091	0,0201	0,0026	0,0261	0,0011
215-217	0,0091	0,0086	0,0145	0,0123	0,0146	0,0028	0,017	0,0013
221-222	0,003	0,0017	0,0057	0,0084	0,0233	0,0027	0,0197	0,001
225-228	0,0079	0,0044	0,0131	0,0124	0,0169	0,0028	0,0185	0,0013
236-237	0,0097	0,0042	0,011	0,0123	0,0177	0,0026	0,0177	0,0013
247-250	0,0092	0,0039	0,0133	0,0117	0,0159	0,0029	0,0183	0,0013
275-277	0,0148	0,0051	0,0126	0,0108	0,0174	0,0028	0,018	0,0013
ст. PS70/358								
0-1	0,0118	0,006	0,0128	0,0123	0,02	0,0027	0,0162	0,0011
17-18	0,0059	0,0033	0,0085	0,0101	0,02	0,0025	0,02	0,0014
28-29	0,0045	0,0016	0,0103	0,0088	0,0222	0,0023	0,0264	0,0011
36-37	0,0047	0,0029	0,0075	0,0098	0,0198	0,0025	0,0218	0,0017
45-46	0,0032	0,0011	0,0057	0,0086	0,019	0,0024	0,0244	0,001
48-49	0,0055	0,0007	0,0055	0,009	0,0188	0,0024	0,0246	0,0011
60-61	0,0029	0,0008	0,0065	0,0079	0,0191	0,0022	0,024	0,0015
77-78	0,0033	0,0007	0,0049	0,0076	0,0194	0,0024	0,022	0,0008
100-101	0,005	0,0004	0,0057	0,0076	0,0179	0,0019	0,0243	0,0012
112-113	0,0031	0,0015	0,0075	0,0085	0,0188	0,0017	0,0251	0,0016
135-136	0,0082	0,0033	0,0128	0,0132	0,0156	0,0033	0,0172	0,0014
145-146	0,0149	0,0084	0,0111	0,0125	0,0187	0,0024	0,0183	0,0011
167-168	0,0098	0,0046	0,0107	0,0115	0,0186	0,003	0,0171	0,0014
175-176	0,0117	0,0039	0,0122	0,0123	0,0206	0,0025	0,0204	0,0012
190-191	0,0124	0,0055	0,0144	0,0116	0,0192	0,0022	0,0187	0,0013
205-206	0,0112	0,004	0,0123	0,0129	0,0195	0,0026	0,0186	0,0012
216-217	0,0077	0,0027	0,0102	0,0123	0,0176	0,0025	0,0187	0,0014
235-236	0,0149	0,0047	0,0109	0,0118	0,0235	0,0027	0,0189	0,0012
250-251	0,0052	0,003	0,0101	0,0116	0,0192	0,0027	0,0206	0,0013
265-266	0,0096	0,0033	0,009	0,0103	0,0194	0,0022	0,022	0,0011
280-281	0,0078	0,0032	0,0079	0,0096	0,0222	0,002	0,0238	0,0011
290-291	0,0091	0,0062	0,0134	0,0115	0,015	0,0035	0,0169	0,0017
310-311	0,0142	0,0041	0,0122	0,0134	0,02	0,0025	0,0193	0,0012
325-326	0,0139	0,0048	0,0133	0,0136	0,0189	0,0024	0,0178	0,0011
340-341	0,0078	0,0036	0,0108	0,0128	0,0187	0,003	0,0187	0,0015

Таблица 2. Химический состав донных осадков хребта Ломоносов, % (продолжение).

Горизонт, см	Ba	As	Pb
ст. PS70/319			
0-1	0,061	0,0065	0,0027
15-16	0,05	0,0066	0,003
26-27	0,051	0,0053	0,0029
36-37	0,054	0,0064	0,0026
43-44	0,049	0,0075	0,0032
52-53	0,057	0,0041	0,0028
69-70	0,047	0,0058	0,0026
90-91	0,047	0,0057	0,0032
103-104	0,051	0,0052	0,002
120-122	0,058	0,0029	0,0026
150-154	0,062	0	0,0014
178-180	0,06	0,0034	0,0021
188-190	0,057	0,0055	0,003
200-204	0,059	0,0032	0,0026
211-213	0,059	0,0021	0,0018
215-217	0,05	0,008	0,0032
221-222	0,058	0,0021	0,0023
225-228	0,054	0,0051	0,0024
236-237	0,053	0,0051	0,0023
247-250	0,049	0,0068	0,0028
275-277	0,047	0,0046	0,0024
ст. PS70/358			
0-1	0,047	0,0045	
17-18	0,041	0,0033	
28-29	0,049	0,0034	
36-37	0,045	0,003	
45-46	0,044	0,0022	
48-49	0,049	0,0013	
60-61	0,051	0,0013	
77-78	0,053	0,0008	
100-101	0,06	0,0005	
112-113	0,059	0,0003	
135-136	0,038	0,0034	
145-146	0,0469	0,0031	0,0025
167-168	0,039	0,0036	
175-176	0,0467	0,0026	0,0022
190-191	0,0355	0,0034	0,0025
205-206	0,0461	0,0032	0,0023
216-217	0,042	0,0033	
235-236	0,0447	0,0029	0,0021
250-251	0,046	0,0026	
265-266	0,0353	0,0023	0,0024
280-281	0,036	0,0025	0,0031
290-291	0,026	0,0022	
310-311	0,0468	0,0038	0,0022
325-326	0,0456	0,0036	0,0019
340-341	0,047	0,0035	

Таблица 2. Химический состав донных осадков хребта Ломоносов, % (продолжение).

Горизонт, см	п.п.п.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO
ст. PS70/358							
355-356	7,84	56,38	0,82	16,35	7,82	0,617	2,52
370-371	6,7	59,51	0,754	17,83	6,45	0,131	2,37
386-387	7,29	58,43	0,765	17,23	6,57	0,547	2,65
400-401	7,73	56,94	0,82	16,51	7,65	0,395	2,43
420-421	7,76	58,06	0,75	17,31	6,45	0,467	2,65
440-441	6,35	60,34	0,754	17,48	6	0,127	2,32
460-461	7,42	57,39	0,79	16,44	7,24	0,412	2,41
470-471	7,42	58,26	0,772	17,64	6,6	0,288	2,52
490-491	6,31	60,51	0,79	16,19	6,38	0,114	2,22
510-511	6,2	60,57	0,745	17,21	5,85	0,103	2,27
520-521	7,24	58,59	0,79	16,44	7,03	0,288	2,25
535-536	8,67	56,75	0,754	17,58	6,68	0,387	2,6
550-551	7,52	57,31	0,84	16,45	6,69	0,191	1,97
555-556	12,11	49,76	0,69	18,15	9,08	0,1	3,62
565-566	6,9	58,46	0,81	16,4	7,11	0,354	2,32
580-581	5,85	61,14	0,81	16,64	6,57	0,167	2,05
595-596	6,75	59,05	0,81	16,18	6,99	0,283	2,36
610-611	6,56	59,56	0,82	16,45	6,81	0,278	2,15
630-631	5,89	61,94	0,743	17,28	5,9	0,135	1,99
640-641	6,76	60,1	0,82	16,48	6,81	0,169	2,06
655-656	6,69	59,18	0,82	16,38	7,02	0,361	2,15
670-671	16,71	47,85	0,91	17,65	10,3	0,109	3,03
685-686	7,9	57,25	0,82	16,39	7,35	0,36	2,34
700-701	6,82	61,02	0,794	16,39	6,1	0,12	2,15
715-716	6,89	58,85	0,83	16,12	6,79	0,144	2,09
730-731	7,89	57,55	0,79	15,98	7,76	0,441	2,21
745-746	7,79	57,54	0,84	16,56	7,55	0,358	2,15
760-761	7,79	57,3	0,78	16,79	7,39	0,3	2,2
769-770	7,85	57,78	0,712	17,82	6,58	0,162	2,28

ст. PS70/358

Горизонт, см	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O	Cr	S	V
355-356	0,79	2,95	3,35	0,21	0,0075	0,07	0,0096
370-371	0,69	2,67	3,07	0,181	0,005	0,04	0,0144
386-387	0,89	2,81	2,88	0,178	0,006	0,04	0,0154
400-401	0,7	2,86	3,3	0,2	0,0078	0,06	0,0102
420-421	0,72	2,84	2,9	0,18	0,005	0,06	0,0149
440-441	0,72	3,06	2,94	0,176	0,006	0,04	0,0141
460-461	0,87	2,97	3,3	0,2	0,007	0,07	0,0099
470-471	0,67	2,8	2,97	0,178	0,008	0,05	0,0155
490-491	0,86	2,71	3,21	0,2	0,0069	0,05	0,0088
510-511	0,73	2,74	2,95	0,179	0,005	0,04	0,0132
520-521	0,79	2,83	3,23	0,2	0,007	0,06	0,0094
535-536	0,63	2,73	2,95	0,181	0,005	0,05	0,0149
550-551	0,63	2,48	2,69	0,25	0,0078	0,06	0,0113
555-556	0,54	3,2	2,86	0,174	0,008	0,08	0,018
565-566	0,84	2,85	3,22	0,22	0,0068	0,06	0,0089
580-581	0,66	2,77	3,15	0,21	0,007	0,05	0,0093
595-596	0,85	2,82	3,18	0,21	0,0077	0,05	0,0094

Таблица 2. Химический состав донных осадков хребта Ломоносов, %(продолжение).

ст. PS70/358

Горизонт, см	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr	S	V
610-611	0,84	2,84	3,06	0,21	0,0081	0,06	0,0089
630-631	0,6	2,87	2,81	0,186	0,005	0,04	0,0135
640-641	0,72	2,68	3,1	0,21	0,0066	0,05	0,0102
655-656	0,8	2,86	3,14	0,22	0,0075	0,06	0,0094
670-671	0,49	3,53	2,69	0,15	0,0115	0,14	0,0137
685-686	0,76	2,9	3,06	0,2	0,0069	0,07	0,0101
700-701	0,63	2,57	2,46	0,223	0,007	0,05	0,0164
715-716	0,7	2,65	2,96	0,2	0,0067	0,05	0,0103
730-731	0,68	2,81	3,07	0,21	0,0072	0,07	0,011
745-746	0,61	2,93	3,2	0,21	0,0089	0,07	0,0109
760-761	0,59	2,86	3,16	0,21	0,0079	0,08	0,0104
769-770	0,52	2,88	2,88	0,179	0,005	0,05	0,0156

ст. PS70/358

Горизонт, см	Co	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr
355-356	0,008	0,0185	0,0053	0,0144	0,0135	0,0193	0,0029	0,0199
370-371	0,0022	0,0055	0,0022	0,0094	0,0126	0,0172	0,0026	0,0191
386-387	0,0067	0,0086	0,0041	0,0104	0,012	0,0204	0,0031	0,0195
400-401	0,0054	0,0143	0,0046	0,0128	0,0139	0,0183	0,0028	0,0189
420-421	0,0068	0,0077	0,0027	0,0086	0,0124	0,02	0,003	0,0198
440-441	0,0026	0,0046	0,0021	0,0099	0,012	0,018	0,0028	0,0192
460-461	0,0058	0,0124	0,004	0,0116	0,0132	0,019	0,0024	0,0211
470-471	0,0053	0,0075	0,0033	0,009	0,0126	0,0183	0,003	0,0186
490-491	0,003	0,0092	0,0029	0,0096	0,0136	0,0204	0,0025	0,0212
510-511	0,0017	0,0049	0,0018	0,0089	0,0121	0,0187	0,0027	0,0218
520-521	0,0048	0,0121	0,0038	0,0118	0,0135	0,0198	0,0027	0,0205
535-536	0,008	0,0077	0,0051	0,01	0,0123	0,018	0,003	0,0178
550-551	0,0038	0,0113	0,0041	0,0116	0,0112	0,0201	0,0025	0,0207
555-556	0,0046	0,0093	0,0068	0,0138	0,0124	0,0156	0,0034	0,0159
565-566	0,0037	0,0108	0,0038	0,0113	0,0132	0,0211	0,0024	0,0199
580-581	0,0028	0,0097	0,0034	0,0111	0,0138	0,0191	0,0025	0,0208
595-596	0,0032	0,0112	0,0033	0,0106	0,0128	0,0203	0,0025	0,0207
610-611	0,005	0,0107	0,0036	0,0121	0,0134	0,0191	0,0025	0,0207
630-631	0,0027	0,0042	0,0019	0,0103	0,0123	0,0179	0,0029	0,0221
640-641	0,0029	0,0104	0,0033	0,0112	0,0139	0,0178	0,0024	0,0193
655-656	0,0042	0,0123	0,0038	0,0098	0,0132	0,0204	0,0024	0,0215
670-671	0,0035	0,016	0,007	0,0128	0,0112	0,0132	0,0024	0,0141
685-686	0,005	0,0108	0,0034	0,0121	0,0134	0,0198	0,0025	0,0188
700-701	0,0026	0,0052	0,0022	0,0104	0,01	0,0182	0,0029	0,022
715-716	0,0032	0,0104	0,0031	0,0113	0,0129	0,019	0,0024	0,0195
730-731	0,0062	0,0136	0,0038	0,012	0,0132	0,0188	0,0025	0,0189
745-746	0,0057	0,011	0,004	0,0131	0,0138	0,0193	0,0026	0,0198
760-761	0,0044	0,0108	0,0039	0,0126	0,0143	0,0169	0,0023	0,0195
769-770	0,0039	0,0053	0,0027	0,0108	0,0128	0,0169	0,0028	0,0184

Таблица 2. Химический состав донных осадков хребта Ломоносов, % (продолжение)

ст. PS70/358

Горизонт, см	Nb	Ba	As	Pb
355-356	0,0013	0,0504	0,0033	0,0023
370-371	0,0014	0,049	0,0031	
386-387	0,0013	0,051	0,0036	
400-401	0,0013	0,0509	0,0035	0,0021
420-421	0,0014	0,046	0,0039	
440-441	0,0016	0,048	0,0029	
460-461	0,0013	0,0542	0,0028	0,0021
470-471	0,0017	0,048	0,0034	
490-491	0,0013	0,0541	0,0024	0,002
510-511	0,0016	0,047	0,0026	
520-521	0,0013	0,0551	0,0034	0,0022
535-536	0,0015	0,045	0,0034	
550-551	0,0014	0,0401	0,0041	0,0027
555-556	0,0012	0,031	0,0024	
565-566	0,0012	0,0491	0,0032	0,0021
580-581	0,0013	0,0503	0,0023	0,0021
595-596	0,0014	0,0521	0,0035	0,002
610-611	0,0012	0,0466	0,0027	0,0023
630-631	0,0011	0,046	0,0034	
640-641	0,0013	0,0433	0,0033	0,0023
655-656	0,0013	0,0454	0,0031	0,0022
670-671	0,0012	0,023	0,0021	0,0021
685-686	0,0013	0,0439	0,0028	0,0021
700-701	0,0015	0,039	0,0027	
715-716	0,0012	0,0431	0,0024	0,0023
730-731	0,0013	0,0473	0,0034	0,0023
745-746	0,0011	0,0478	0,0034	0,0023
760-761	0,0011	0,0499	0,003	0,0022
769-770	0,0013	0,047	0,0032	

лись прямые свидетельства справедливости этой точки зрения. Так, над западным склоном хребта Ломоносова в его южной части, круглогодично покрытой паковым льдом, была поставлена на один год седиментационная ловушка с приемниками осадочного материала на глубинах 150 и 1500 м [Fahl, Nöthig, 2007]. Глубина воды составляла 1712 м. Исследование полученных данных показало, что на глубине 1500 м 64 % литогенного материала поставлено за счет латерального привноса из моря Лаптевых. Для поверхностных осадков, находящихся под ловушкой, расчеты абсолютных масс дали еще более высокие значения потоков терригенного вещества, чем в нижнем горизонте ловушки.

Поэтому опубликованные *(Levitan, Lavrushin, 2009)* закономерности эволюции скоростей седиментации в течение ИКС 1 – ИКС 5 в глубоководных районах Арктики объясняются не только изменчивостью скорости таяния морского льда и айсбергов в это время, но и изменениями в твердом стоке рек и абразии берегов между холодными и теплыми эпохами. Важно отметить, что судя по данным о глинистых минералах, в пелагиали происходит смешение пелитового материала, поступившего из различных источников *(Левитан и др., 1995_1)*.

Проведенное исследование доказало, что на формирование гранулометрического состава донных осадков, особенно на склоне хребта, заметно влияют придонные течения, которые вымывают часть пелитового материала.

Вероятно, можно согласиться с традиционной точкой зрения, что для подводных хребтов пелагиали Северного Ледовитого океана основным механизмом поставки терригенных песчаных фракций является таяние айсбергов. Отметим только, что в Охотском море, где в четвертичных осадках также присутствует песчаный и даже галечный материал ледового разноса, основным механизмом поставки его в осадки является таяние морского льда, т.к. айсберги и в настоящее время, и на протяжении большей части четвертичной истории здесь просто не существовали (Левитан и др., 2007_2). Мы не можем также полностью исключить присутствие алевритового материала в айсбергах, хотя, по-видимому, роль песчаного вещества в айсбергах была выше, чем алевритового.

3.2. Положение возрастной границы между контрастным ледниково-межледниковым и менее контрастным климатами

Как уже отмечалось в литературе *(O'Regan et al., 2008)*, граница между контрастными ледниково-межледниковыми отложениями, обусловленными климатическими изменениями, и более однородной толщей марино-гляциальных осадков в приполярном регионе проходит в основании ИКС 6, т.е. примерно на уровне 190 тыс. лет по шкале *(Martinson et al., 1987)*. Для этой нижележащей толщи предполагается подледная седиментация без участия айсбергов, связанных с обширными континентально-шельфовыми ледовыми щитами *(Spielhagen et al., 2004; O'Regan et al., 2008)*. От себя добавим, что наши литологические и геохимические данные о распределении биогенных карбонатов по колонкам свидетельствуют о существовании многочисленных разводий (пространств морской воды, не покрытой льдом) во время накопления полярной толщи. При аккумуляции ломоносовской толщи чередовались условия усиленной поставки айсбергового материала и условия его ослабленного поступления.

Отметим, что в Охотском море нами выявлена сходная картина изменения контрастности климатического режима, однако граница двух выделенных режимов, аналогичных региону хребта Ломоносова, проходит на уровне 415 тыс. лет, в основании отложений ИКС 11 *(Левитан и др., 2007_2)*. Возможно, свою роль здесь могли сыграть регионально-геологические причины *(Левитан и др., 2007_2)*. Более вероятным, однако, представляется диахронное развитие климатических изменений, с логичным омоложением событий в занятой обширной акваторией зоне вокруг северного полюса Земли *(Van Vliet-Lanoë et al., 2007)*. Скорее всего, эта проблема нуждается в дальнейшем обсуждении.

3.3. Периоды усиления айсберговой активности, речного стока и адвекции атлантических вод

Эта проблема уже отражена в статье Р. Шпильхагена с соавторами *(Spielhagen et al., 2004)*. Тем не менее, в контексте проблематики настоящей работы имеет смысл кратко перечислить основные результаты вышеупомянутой статьи. Основные периоды формирования айсбергов в бассейне Северного Ледовитого океана авторы связывают с образованием и историей развития

Баренцево-Карского ледового щита, охватывавшего как шельфы, так и прилегающие части Евразии. Они относятся к ИКС 6 (от 190 до 130 тыс. лет), подстадии ИКС 5b (примерно с 90 до 80 тыс. лет), границе между ИКС 5 и ИКС 4 (около 75 тыс. лет), переходу от ИКС 4 к ИКС 3 (65–50 тыс. лет). В то же время, как нам представляется, следует иметь в виду возможные поступления айсбергов в Центральную Арктику за счет других источников: Лаврентийского и Иннуитского ледовых щитов, а также возможных небольших ледовых куполов в районе моря Лаптевых.

Периоды усиления притока пресных вод (за счет речного стока, таяния ледовых щитов и прорыва подпрудных ледниковых озер) приходятся на 130, 80-75 и 52 тыс. лет. Адвекция атлантических вод была наиболее активной во время межледниковий (ИКС 5е, ИКС 1), некоторых интерстадиалов (ИКС 3, ИКС 5а и ИКС 5с), и (в меньшей степени) во время некоторых стадиалов и оледенений (ИКС 6 , 4, 2) *(Spielhagen et al., 2004)*.

3.4. Пространственно-временные особенности изменения питающих провинций, механизмов транспортировки и фациальная зональность четвертичной седиментации вдоль подводного хребта Ломоносова

Полученные геохимические данные однозначно указывают на мезозойские складчатые пояса как главный источник осадочного материала для изученного региона хребта Ломоносова. В Северной Евразии, прилегающей к Северному Ледовитому океану, такого рода структуры развиты только на северо-востоке: это Верхояно-Колымская покровно-складчатая система и структуры Чукотки *(Хаин, 2001)*. Приведенные нами материалы по тяжелым минералам хребта Ломоносова после сравнения с аналогичными данными по поверхностным осадкам моря Лаптевых *(Behrends, 1999; Behrends et al., 1999)*, современным донным осадкам Лены, плейстоценовым моренам Верхоянских гор и четвертичным лессам из этого же района *(Popp et al., 2007)* позволили однозначно считать именно Верхояно-Колымскую систему (с небольшим дополнением плато Путоран, дренируемым р. Хатангой, впадающей в море Лаптевых) главной питающей провинцией для осадков хребта Ломоносова. В теплые эпохи, соответствующие нечетным ЛХСГ ломоносовской толщи и полярной толще, основными агентами транспортировки осадочного материала служили реки (прежде всего, Лена и ее притоки), а также морские течения в различных горизонтах водной толщи и (в минимальной степени) морской лед, переносимый Полярной ветвью Трансполярного дрейфа.

В холодные эпохи, соответствующие нечетным ЛХСГ ломоносовской толщи, наряду с перечисленными агентами транспортировки заметно возрастала роль айсбергов, поскольку указанные различия в химическом составе четных и нечетных ЛХСГ, как представляется, обусловлены изменениями в агентах транспортировки осадочного материала, а не сменой питающей провинции. На большое значение айсбергов в поставке осадочного вещества в район хребта Ломоносова уже указывалось ранее, например, в *(Spielhagen et al., 2004; O'Regan et al., 2008; Талденкова и др., 2009)*. Однако во всех этих работах речь шла о ведущей роли в образовании айсбергов

Баренцево-Карского ледового щита. Наши геохимические данные опровергают это предположение. Поэтому в качестве источника айсбергов следует рассмотреть три варианта в применении к рассматриваемому региону: 1) шельфово-континентальный ледовый щит в районе моря Лаптевых и прилегающей суши; 2) относительно небольшие по площади ледовые купола в том же районе; 3) выводные ледники Верхоянских гор. Первый вариант уже опровергнут в ходе работ по международному проекту QUEEN *(Svendsen et al., 2004)*. Второй вариант представляется возможным, за исключением сплошного купола на Новосибирских островах, т.к. на Большом Ляховском острове, например, за последние 200 тыс. лет его не было *(Andreev et al., 2004, 2008)*. Эфемерные ледниковые купола могли существовать во время оледенений на осушенном шельфе моря Лаптевых, на поверхности едомы. История их развития должна быть тесно связанной, в частности, с историей атмосферной циркуляции, вариациями температуры и влажности воздуха, колебаниями уровня моря. Третий вариант нуждается в дополнительных исследованиях, т.к. стратиграфия плейстоценовых горных морен Верхоянских гор сейчас пересматривается в сторону удревнения горизонтов ледниковых отложений и окончательная шкала еще не выработана *(Popp et al., 2007)*. Тем не менее, существование здесь выводных ледников в некоторые эпохи предполагается рядом исследователей.

В целом Баренцево-Карский ледовый щит если и играл какую-то роль, то явно подчиненную по сравнению с более восточными районами. Однако для лаптевоморского окончания хребта именно этот щит, возможно, имел наиболее важное значение в качестве источника айсбергового материала (Талденкова и др., 2009), хотя думается, что этот вывод нуждается в существенно более надежном обосновании.

Сравнение отношения Si/Al для трех исследованных колонок (см. рис. 6) показало, что состав айсбергового материала в одни и те же периоды времени отличался для приполярного района и района расположения кол. PS70/358. Наряду с большей мощностью синхронных горизонтов на лаптевоморском окончании хребта это обстоятельство свидетельствует о существовании субпараллельных поверхностных течений, переносящих осадочный материал из различных питающих провинций в различных средах (морской воде, морском льду, айсбергах). При этом более близкие к материку течения, естественно, сильнее нагружены осадочным веществом, отражая циркумконтинентальную зональность осадконакопления в Северном Ледовитом океане. В близко расположенной к Гренландии колонке GreenICE core 11, напротив, обнаружены минимальные мощности и скорости седиментации, что объясняется осадконакоплением в специфических подледных условиях и дефицитом сноса терригенного материала с суши, закрытой в позднем плейстоцене почти неподвижным ледовым щитом *(Левитан и др., 2007$_1$)*.

Таким образом, в течение четвертичного времени вдоль подводного хребта Ломоносова происходили закономерные фациальные изменения, обусловленные сочетанием таких факторов, как близость к источнику сноса и петрофонд питающих провинций, эволюция климата, изменения в термохалинной циркуляции и ледовом режиме, гидродинамический режим придонного слоя океана и проч.

Для дальнейшего изучения проблемы, вынесенной в заголовок статьи, прежде всего, необходимо на основе изотопно-кислородной стратиграфии по фораминиферам и магнитостратиграфии изучить хронологию и стратиграфию полярной толщи.

4. Выводы

1. Предложены региональные лито-хемостратиграфические схемы расчленения колонок PS70/319 и PS70/358, поднятых, соответственно, со склона и с гребневой части приполярного сегмента хребта Ломоносова в ходе рейса ARK XXII/2 НИС «Поларштерн» (Германия) в 2007 г.

2. Показано, что на гранулометрический состав осадков обеих колонок серьезное влияние, особенно на склоне хребта, оказала гидродинамика придонного слоя.

3. В отличие от существующих в литературе взглядов доказано, что химический состав донных осадков, как обогащенных, так и не обогащенных материалом ледового разноса, обусловлен осадочным материалом Верхоянско-Колымского складчатого пояса. Это вывод относится к отложениям предположительно последних 670 тыс. лет или даже древнее (в рамках четвертичного периода).

Список литературы

1. *Белов Н.А., Лапина Н.Н.* Донные осадки Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1961, 214 с.

2. *Левитан М.А., Васнер М., Нюрнберг Д., Шелехова Е.С.* Средний состав ассоциаций глинистых минералов в поверхностном слое донных осадков Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. 1995_1. Т. 344. № 3. С. 364-366.

3. *Левитан М.А., Нюрнберг Д., Штайн Р. и др.* О роли криозолей в накоплении современных осадков Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. 1995_2. Т. 344. № 4. С. 506-509.

4. *Левитан М.А., Буртман М.В., Горбунова З.Н., Гурвич Е.Г.* Кварц и полевые шпаты в поверхностном слое донных осадков Карского моря // Литол. и полезн. ископ. 1998. № 2. С. 115-125.

5. *Левитан М.А., Мусатов Е.Е., Буртман М.В.* История осадконакопления на плато Ермак в течение последних 190 тыс. лет. Сообщение 1. Литология и минералогия среднеплейстоцен-голоценовых отложений // Литол. и полезн. ископ. 2002. № 6. С. 563-576.

6. *Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р.* Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007_1. 404 с.

7. *Левитан М.А., Лукша В.Л., Толмачева А.В.* История седиментации в северной части Охотского моря в течение последних 1.1 млн. лет // Литол. и полезн. ископ. 2007_2. № 3. С. 227-246.

8. *Левитан М.А., Рощина И.А., Толмачева А.В.* Геохимические особенности отложений континентального склона моря Уэдделла и их палеоокеанологическая интерпретация // Литол. и полезн. ископ. 2008. № 2. С. 128-142.

9. *Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т. 1. М.: изд-во МГУ, 1973. 530 с.

10. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.

11. *Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В. и др.* Некоторые черты палеогеографии хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микрофауна // Вестн. МГУ, сер. геогр. 2009 (в печати).

12. *Фролов В.Т.* Литология. Книга 3. М.: изд-во МГУ, 1995. 352 с.

13. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

14. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986. 34 с.

15. *Aagard, K., Carmack, E.C.* The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94 (C 10). P. 14485-14498.

16. *Andreev, A., Grosse, G., Schirrmeister, L. et al.* Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia) // Boreas. 2004. Vol. 33. No. 4. P. 319-348.

17. *Andreev, A., Grosse, G., Schirrmeister, L. et al.* Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia // Boreas. 2008. Vol. 38. No. 1. P. 72-110.

18. *Behrends, M.* Rekonstruktion von Meereisdrift und terrigenem Sedimenteintrag im Spätquartär: Schwermineralassoziationen in Sedimenten des Laptev-See-Kontinentalrandes und des zentralen Arktischen Ozeans // Ber. Polarforsch. 1999. No. 310. 167 s.

19. *Behrends, M., Hoops, E., Peregovich, B.* Distribution patterns of heavy minerals in Siberian rivers, the Laptev Sea and the eastern Arctic Ocean: An approach to identify sources, transport and pathways of terrigenous matter // In: Kassens, H., Bauch, H., Dmitrenko, I., Eicken, H., Hubberten, H.W., Melles, M., Thiede, J., Timokhov, L. (Eds.). Land-Ocean systems in the Siberian Arctic: Dynamics and history. Berlin: Springer, 1999. P. 265-286.

20. Fahl, K., Nöthig, E.-M. Lithogenic and biogenic particle fluxes on the Lomonosov Ridge (central Arctic Ocean) and their relevance for sediment accumulation: Vertical vs. lateral transport // Deep-Sea Res. Part I. 2007. Vol. 54. P. 1256-1272.

21. *Jakobsson, M.., Løvlie, R., Al-Hanbali, H. et al.* Manganese and color cycles in Arctic sediments constrain Pleistocene chronology // Geology. 2000. Vol. 28. N 1. P. 23-26.

22. *Jakobsson, M., Løvlie, R., Arnold, E. et al.* Pleistocene stratigraphy and paleoenvironmental variation from Lomonosov Ridge sediments, central Arctic Ocean // Global Planet. Change. 2001. Vol. 31. P. 1-22.

23. *Jakobsson, M., Backman, J., Murray, A., Løvlie, R.* Optically simulated luminescence dating supports central Arctic Ocean cm-scale sedimentation rates // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. Vol. 4 (2). 1016, doi:10.1029/2002 GC000423.

24. *Levitan, M.A., Lavrushin, Yu.A.* Sedimentation history in the Arctic Ocean and Subarctic Seas for the last 130 kyr. Berlin: Springer, 2009. 387 p.

25. *Löwemark, L., Jakobsson, M., Mörth, M., Backman, J.* Arctic Ocean manganese contents and sediment colour cycles// Polar Res. 2008. Vol. 27. P. 105-113.

26. *Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D. et al.* Age dating and orbital theory of ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300000 years chronostratigraphy // Quatern. Res. 1987. Vol. 27. P. 1-29.

27. *Mikkelsen, N., Nørgaard-Pedersen, N., Kristoffersen, Y. et al.* Radical past climatic changes in the Arctic Ocean and a geophysical signature of the Lomonosov Ridge north of Greenland // Geol. Surv. Denmark and Greenland Bull. 2006. Vol. 10. P. 61-64.

28. *Nørgaard-Pedersen, N.* Late Quaternary Arctic Ocean sediment records: surface ocean conditions and provenance of ice-rafted debris // GEOMAR REPORTS. 1997. No. 65. 107 p.

29. *Nørgaard-Pedersen, N., Spielhagen, R., Erlenkeuser, H. et al.* Arctic Ocean during the Last Glacial Maximum: Atlantic and Polar domains of surface water mass distribution and ice cover // Paleoceanography. 2003. Vol. 18. No. 3. doi:10.1029/2002PA000781.

30. O'Regan, M., King, J., Backman, J. et al. Constraints on the Pleistocene chronology of sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. PA1S19, doi:10.1029/2007PA001551.

31. *Popp, S., Belolyubsky, I., Lehnkuhl, F. et al.* Sediment provenance of late Quaternary morainic, fluvial and loess-like deposits in the southwestern Verkhoyansk Mountains (eastern Siberia) and implications for regional palaeoenvironments // Geol. Journal. 2007. Vol. 42. P. 477-497.

32. *Schauer, U.* The Expedition ARKTIS-XXII/2 of the Research vessel "Polarstern" in 2007 // Ber. Polarforsch. 2008. No. 579. 264 p.

33. *Schoster, F.* Terrigenem Sedimenteintrag und Paläoumwelt im spätquartären Arktischen

Ozean: Rekonstruktionen nach Haupt- und S purenelementverleilungen // Ber. Polarforsch. 2005. No. 498. 149 s.

34. *Spielhagen, R..F., Baumann, K.-H., Erlenkeuser, H. et al.* Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quatern. Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1455-1484.

35. *Stein, R., Grobe, H., Wahsner, M.* Organic carbon, carbonate and clay mineral distribution in eastern central Arctic Ocean // Mar. Geol. 1994. Vol. 119. P. 269-285.

36. *St. John, K.* Cenozoic ice-rafting history of the Central Arctic Ocean: Terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. Vol. 23. PAIS05, doi:10.1029/2007PA001483.

37. *Svendsen, J.I., Alexanderson, H., Astakhov, V.I. et al.* Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quatern. Sci. Rev. 2004. doi:10.1016.

38. *Van Vliet-Lanoë, B.* The autocyclic nature of glaciations // Bull. Soc. geol. Fr. 2007. T. 178. No. 4. P. 247-262.

39. *Vogt, C.* Zeitliche und räumliche Verteilung von Mineralvergesellschaftungen in spätquartären Sedimenten des Arktischen Ozeans und ihre Nützlichkeit als Klimaindikatoren währendt der Glazial/Interglazial-wechsel // Ber. Polatforsch. 1997. No. 251. 354 s.

Quaternary sedimentation history of Lomonosov Ridge (the Arctic Ocean)

M.A. Levitan[1], I.A. Roshchina[1], V.Yu. Rusakov[1], K.V. Syromyatnikov[1], R. Spielhagen[2]

1 - V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and analytical chemistry (GEOKHI RAS), Moscow, Russia.
2 – IFM-GEOMAR, Kiel, Germany

Abstract

We proposed new schemes of litho- and chemostratigraphic dividing of sediment cores PS70/319 and PS70/358 from Lomonosov Ridge. Sediments from the ridge slope are characterized by washing-out of clay fraction. Two sediment formations have been revealed: Lomonosov (includes sediments of MIS 6 – MIS 1) and Polar (from the bottom of Quaternary sequence up to MIS 7). Sediments of warm periods are enriched in clayey matter, and sediments of cold periods – in IRD. Source provinces have been located within folded belts of north-eastern Eurasia.

Реконструкция палеоэкологических обстановок позднего плейстоцена – голоцена в Кольском регионе

В.Я. Евзеров, В.В. Колька, О.П. Корсакова, С.Б. Николаева

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты

Аннотация

В статье рассматриваются основные результаты, полученные при изучении рельефа и позднеплейстоцен-голоценовых осадков Кольского региона для палеогеографических реконструкций, связанных с развитием здесь оледенений, морских трансгрессий, гляциоизостатических поднятий и палеосейсмических явлений. Особое внимание уделено результатам, полученным во время проведения Международного полярного года.

Введение

Кольский регион территориально совпадает с Мурманской областью и включает прилегающие шельфы Баренцева и Белого морей. Из четвертичных образований в его пределах достаточно достоверно установлены отложения конца среднего плейстоцена, всего позднего плейстоцена и голоцена. Палеоэкологические обстановки здесь в это время в основном определялись развитием и деградацией нескольких гетерохронных ледников. Они аккумулировали огромное количество влаги, изымая её из Мирового океана, по мере своего роста вызывали прогибание земной коры. Таяние ледников сопровождалось уменьшением гравитационной нагрузки на земную кору и гляциоизостатическим ее поднятием. В результате гляциоизостазии в земной коре возникают напряжения, которые на поверхности реализовываются в виде землетрясений. Кроме того, при деградации ледников вода возвращается в океан и его уровень повышается, и на побережьях отмечаются гляциоэвстатические морские трансгрессии. Их амплитуда зависит от масштабов поднятия суши после ее гляциоизостатического прогибания и масштабов поднятия уровня океана. Таким образом, реконструкция палеоэкологических обстановок в Кольском регионе на протяжении плейстоцен-голоценового времени основывается на изучении этих взаимосвязанных и взаимообусловленных событий – развития ледников, гляциоизостатического поднятия земной коры, древних землетрясений и гляциоэвстатических трансгрессий (рис. 1).

1. Развитие оледенений в Кольском регионе

Ввиду своего географического положения Кольский регион на протяжении плейстоцена подвергался воздействию нескольких гетерохронных покровных ледников, имевших разные области питания. Кроме того, здесь имело место и горное оледенение в пределах среднегорных массивов Хибин и Ловозера.

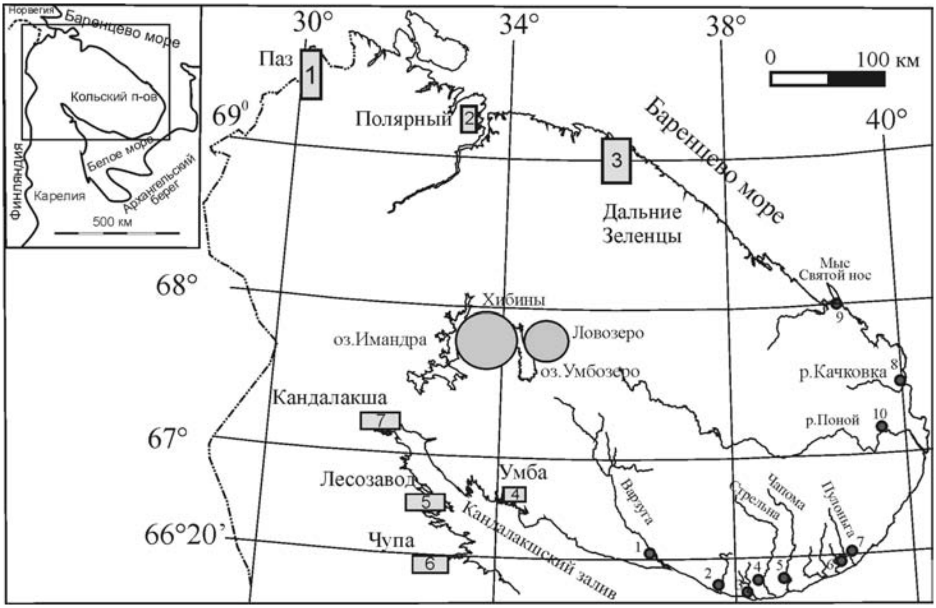


Рис. 1. Схема районов исследований. Прямоугольниками указаны площади, где проводилось изучения относительного перемещения береговой линии моря. Кружками – положение изученных обнажений четвертичных отложений на побережье Кольского полуострова.

Многочисленные свидетельства своего существования и поведения оставил последний в истории ледниковый покров, имевший своим центром вершину Ботнического залива Балтийского моря. Он перекрывал Кольский регион, полностью погребая под собой весь рельеф. Изучению соответствующих пород посвящены многочисленные работы, выполнявшиеся на протяжении десятков лет. Есть мнение, что завершилось оно горными оледенениями Хибинского и Ловозерского массивов, история развития которых изложена в специальных работах *(Евзеров, Николаева, 2008 а, б).*

1.1. Ранне-средневалдайское оледенение в Кольском регионе

Проведенные исследования позволяют говорить о наличии в изучаемом районе валдайского горизонта ледниковых образований, образование которого отвечает резкому глобальному похолоданию 60–70 тыс. л. н., что соответствует морской изотопно-кислородной (МИС) стадии 4, а с учетом полученных новых данных – и завершающим подстадиями МИС 5 (МИС 5b-a) *(Корсакова и др., 2004, Korsakova, 2009).* На побережье Белого моря эти породы представлены валунным суглинком бурого цвета, вскрытом под морскими осадками (gIIIpd, разрез 3, рис. 1, 2), и разнозернистые пески с галькой и валунами (fIIIpd, разрез 2, рис. 1, 2). ОСЛ-возраст этих песков составляет около 63 тыс. лет *(Корсакова и др., 2004).* При деградации этого ледника формировались также ледниково-морские осадки, слагающие раннеголоценовую абразионную террасу в юго-восточной части Терского берега. Плотные ледниково-морские пески и супеси с галькой и валунами, возможно накопившиеся в это время, вскрыты в разрезе 6 (рис. 1, 2).

На Мурманском берегу соответствующие отложения ледникового парагенетического ряда (песок мелкозернистый, с песчано-гравийными линзами, в верхней части толщи с косоволнистой слоистостью) были обнаружены в вершине Святоносского залива Баренцева моря, где они залегают на морских глинах (разрез 9, рис. 2). Полученный их ОСЛ возраст около 60–70 тыс. л., отсутствие материала подстилающих коренных пород, данные о наличии редких обломков морских диатомей и дальнезаносной древесной пыльцы, условия залегания пород позволяют считать их водноледниковыми, возможно зандровыми, отложениями средневалдайского возраста.

Есть основания породы этого возраста связывать с экспансией в Кольский регион ледника, распространявшегося со стороны шельфа Баренцева и Карского морей *(Корсакова и др., 2007)*. О доминировании в это время шельфового ледника свидетельствуют многочисленные новейшие данные, полученные для регионов, смежных с Кольским полуостровом *(Grøsfjeld et al., 2006; Helmens et al., 2000; Lambeck et al., 2006; Mangerud et al., 1996, 1999, 2002; Svendsen et al., 2004 и др.)*.

Теоретически в ранне-средневалдайское время (МИС 5b-a, 4) в пределы Кольского полуострова мог проникать и Скандинавский ледник. Работами финских ученых установлено наличие ранневалдайского (МИС 5b) ледникового горизонта в Финской Лапландии, в районе Сокли (Helmens et al., 2000). Однако палеогеографические реконструкции, выполненные для северной и южной Финляндии, показали, что Скандинавский ледник, по крайней мере, в ранневалдайское время не распространялся в пределы Кольского полуострова *(Lunkka et al., 2004)*.

В этой связи существует и другая точка зрения, согласно которой палеогеографические события в Кольском регионе синхронизируется с таковым в северной Финляндии, где бурением вскрыт полный разрез отложений от микулинского (терсанкумпу) межледниковья (МИС 5е) до голоцена включительно, т.к. в нем не обнаружены ледниковые отложения стадиального похолодания, отвечающего подстадии МИС 5d, но есть морены более поздних холодных периодов стадиальних, соотносимых с МИС 5b, МИС 4 и 2 *(Helmens et al., 2000)*. Согласно этой точке зрения именно в ранневалдайское оледенение (МИС5b) покровный ледник достигал северных предгорий Ловозерских тундр, но не продвинулось восточнее Ловозерского массива *(Евзеров, Николаева, 2008 а, б)*. В этом случае на ледниковых отложениях раннего валдая в Кольском регионе залегают межстадиальные отложения, которые по палеонтологической характеристике хорошо сопоставляются с осадками межстадиала перяпохьёла, выделенного в Северной Финляндии. По современным представлениям они соотнесены с отложениями межстадиала оддераде *(Helmens et al., 2000)*.

Близкое расположение края ранневалдайского ледника к Хибинским горам позволяет считать, что он не перекрывал этот горный массив. Ранневалдайскому покровному оледенению предшествовало горное оледенение Хибин *(Арманд, 1965)*. Причем, локальный ледник, по-видимому, выходил за пределы гор. Вероятно, что и в завершающую стадию ранневалдайского оледенения имело место горное оледенение, отложения которого встречены Евзеровым В.Я. в основании разрезов краевой гряды в одной из резных долин на западе Хибин

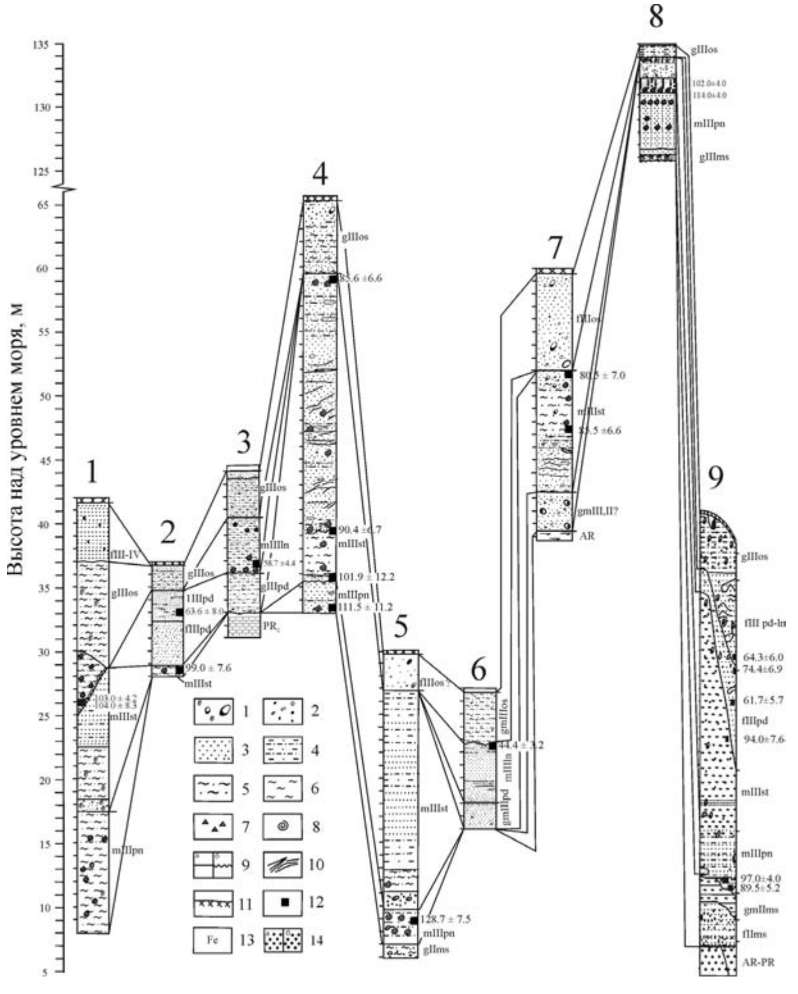


Рис. 2. Геологическое строение и корреляция изученных разрезов четвертичных отложений на побережье Кольского полуострова (положение разрезов показано на рис. 1)

Условные обозначения: индексами обозначено: среднеплейстоценовый московский горизонт: gIIms – морена и gmIIms – ледниково-морские осадки; верхнеплейстоценовые – микулинский горизонт: mIIIpn – морские понойские слои; подпорожский горизонт: mIIIst – морские стрельнинские слои, gIIIpd –морена, gmIIIpd – ледниково-морские, fIIIpd – флювио- и lIIIpd – лимногляциальные осадки; ленинградский горизонт: mIIIln – морские осадки; осташковский горизонт: gIIIos – морена, gmIIIos – ледниково-морские и fIIIos – флювиогляциальные осадки; неразделенный поздне-послеледниковый горизонт – fIII-IV. 1 – валуны; 2 – гравий, галька; 3 – песок; 4 – супесь; 5 – суглинок; 6 – глина; 7 – щебень, дресва; 8 – раковинный детрит и раковины моллюсков; 9 – границы слоев (а), поверхности размыва (б); 10 – текстуры; 11 – почва; 12 – места отбора геохронологических проб (цифрами указан возраст пород); 13 – ожелезнение пород; 14 – дочетвертичные породы – красноцветные аркозовые песчаники (а), гнейсы (б).

и фактически за пределами гор к востоку от Хибин *(Романенко и др., 2004)*. Морена того же горного оледенения, вероятно, обнаружена бурением в северных предгорьях Ловозерских тундр, а флювиогляциальные отложения – южнее Ловозерских тундр *(Евзеров, 2001)*.

Вторая точка зрения поддерживается данными модельных реконструкций *(Глазнев и др., 2004)*, полученными при геотермических исследованиях в глубоких скважинах на расслоенных массивах основного состава примерно в 30 км к юго-востоку от юго-восточного окончания Ловозерского плутона. По геофизическим модельным построениям за последние 150 тысяч лет территория расположения скважин покрывалась ледниками только в московское и поздневалдайское время, когда температура дневной поверхности была близка к 0°С, а в раннем и среднем валдае имело место существенное переохлаждение поверхностных пород региона вследствие отсутствия здесь ледникового покрова.

Таким образом, результаты проведенных в Кольском регионе исследований по-прежнему имеют две трактовки относительно хронологии валдайских оледенений, особенно предпоследнего (ранне-средневалдайского) оледенения.

2. Гляциоизостатическое поднятие Кольского региона

Несомненно, все валдайские оледенения оказывали воздействие на земную кору. Однако в нашем распоряжении имеются только материалы, позволяющие реконструировать отклик коры на деградацию максимального в позднем плейстоцене поздневалдайского ледника, осадки которого в Кольском регионе имеют рельефообразующее значение. Работы по изучению гляциоизостатического поднятия северо-восточной части Балтийского щита ведутся с 90-х годов прошлого века *(Corner et al., 1999, 2001; Колька и др., 2005)*. За это время были изучены три района на баренцевоморском побережье и 4 района на беломорском побережье (рис. 1).

Изучение гляциоизостатического поднятия базируется на использовании графиков относительного перемещения береговой линии моря, для построении схем изобаз гляциоизостатического поднятия территории. В рамках МПГ в 2007–2008 годах проведены работы по изучению относительного перемещения берега моря в районе г. Кандалакши на побережье Кандалакшского залива Белого моря (рис. 1). Целью этих работ было восстановление сложной картины неотектонических движений в вершине Кандалакшского залива, вызванных как гляциоизостатической составляющей, так и собственно тектоническим влиянием Кандалакшского грабена.

Работы велись по ранее апробированной методике идентификации и датирования изоляционных контактов (переходных зон море – пресное озеро) в колонках донных осадков небольших озер *(Donner et al., 1977)*. На основе сведений о характере переходных зон, возрасте осадков этих зон и высотных позициях порогов стока из озерных котловин строились графики изменения положения береговой линии моря во времени, являющиеся опорными для создания схемы изобаз. Подробно вся методика исследования рассмотрена ранее *(Колька и др., 2005; Corner et al., 1999, 2001)*.

В разрезах донных осадков озер беломорского побережья на основе литологических характеристик выделены пять генетических фациальных разновидностей донных осадков которые, в свою очередь, отражают различия в условиях осадконакопления: осадки фации позднеледникового приледнико-

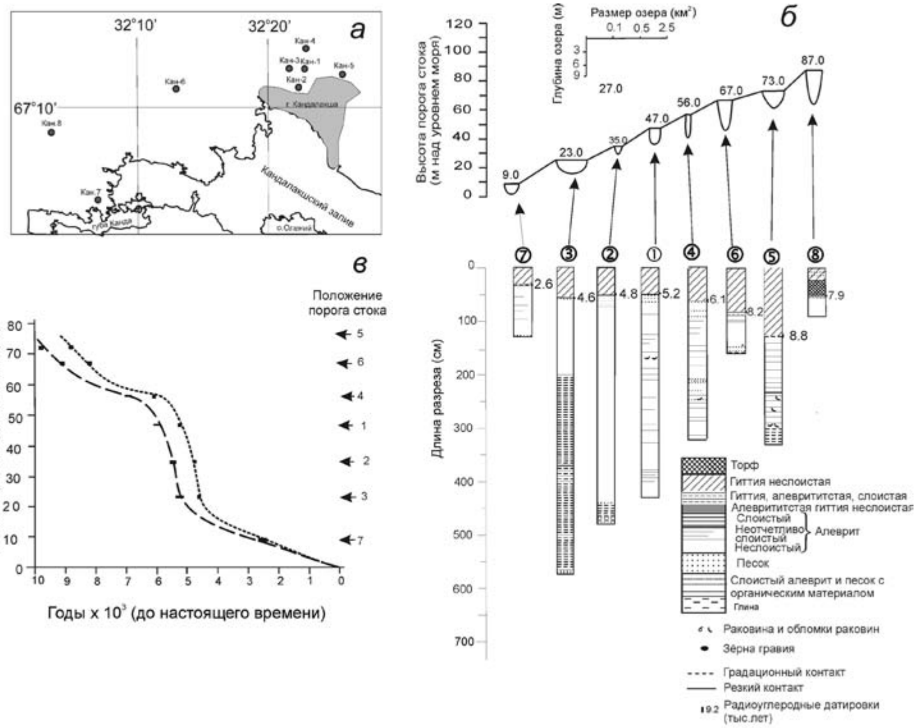


Рис. 3. Расположение изученных озерных котловин (а), строение разрезов (б), график относительного перемещения береговой линии моря в районе г. Кандалакши (участок 7 на рис.1.) (в). Сплошная линия – для радиоуглеродного возраста, пунктирная – для калиброванного календарного возраста.

вого озера (I); осадки фации переходной зоны от пресноводных условий к морским условиям седиментации (II); осадки фации, соответствующей морским условиям (III); осадки фации переходной зоны от морских к озерным отложениям (IV); осадки фации пресноводного озера (V). Следует отметить, что на баренцевоморском побережье осадки фации I нигде не установлены, т.к. приледниковый водоем здесь был морским.

2.1. Результаты работ в районе г. Кандалакши

Здесь пробурены, изучены и датированы отложения восьми озерных котловин на высотных отметках от 9 до 87 м н.у.м. (рис. 3). Площади поверхности исследованных озер варьируют от 0.1 км² до нескольких квадратных километров. Глубина озер меняется от 1.5 до 8.5 метров. Озера размещаются в эрозионных котловинах коренного фундамента. Пороги стока из озер, высотное положение которых соответствует положению древней береговой линии при формировании осадков фации IV (осадки транзитной зоны море-озеро), представлены коренными породами, мореной, иногда покрыты торфом разной мощности.

Для построения графика относительного перемещения береговой линии в районе г. Кандалакши использованы датировки, полученные для 7 озер (рис. 3в). Данные для восьмого озера из-за особенностей седиментации в его котловине не учитывались. Характер разреза в нем свидетельствует, что его котловина во время деградации ледника была заблокирована льдом и морская седиментация в позднеледниковое время и в раннем голоцене в ней не происходила.

При анализе разрезов установлено, что полный набор фаций I-II-III-IV-V присутствует только в разрезе осадков котловины озера 5. Остальные разрезы имеют в разной степени редуцированные последовательности фаций. Согласно принятой методике для построения относительной кривой перемещения береговой линии моря наиболее важны последовательности фаций III-IV-V. Анализ разрезов показал, что при относительно медленном поднятии территории в разрезах наблюдается хорошо выраженная переходная зона (IV) между морскими и пресноводными осадками. В этом случае она представлена переслаиванием алеврита и гиттии (озера 6, 7 на рис. 3б). При относительно быстром переходе от морских условий осадконакопления к озерным условиям в верхних частях морских осадков (фация III) проявляется органика, в связи с чем изменяется цвет алеврита, происходит погрубение материала. Вышележащая озерная гиттия (фация V) залегает на подстилающих осадках несогласно, с резким контактом.

Кривая относительного перемещения береговой линии для района г. Кандалакши, представленная на рисунке 3в, построена для радиоуглеродного и калиброванного календарного возраста. Анализ ее показывает, что в районе г. Кандалакши в голоцене (интервал от ~8800 до ~8200 лет назад) происходила регрессия моря. Скорость поднятия территории в указанном районе в это время составляла 1.2 см/год. Замедление в поднятии территории, выраженное на кривой слабо наклоненной площадкой, отмечается между 8000 и 6000 лет тому назад. Оно отвечает времени трансгрессии Тапес для бассейна Северного Ледовитого океана. Следует отметить, что впервые для района Кандалакшского залива удалось установить наличие такого замедления относительного поднятия территории.

В период между 6000–4200 лет скорость поднятия составила здесь ~2.1 см/год. Этот показатель в два раза превышает скорость поднятия территории в это время на южном берегу Кандалакшского залива в районе поселка Лесозаводского и в 4 раза в районе пос. Чупа. В течение последних 4000 радиоуглеродных лет скорость поднятия замедлилась и, судя по кривой относительного поднятия территории, составляет ~0.5 см/год. Она примерно такая же, как и в других исследованных районах.

2.2. Неотектонические перемещения Кольского регионе в голоцене

Для территории Кольского региона характер неотектонических перемещений выглядит следующим образом. Начиная с позднего дриаса, гляциоизостатическое поднятие по своей интенсивности опережает эвстатическое поднятие моря, что особенно заметно в районах, которые располагаются ближе к центру растекания Скандинавского ледникового щита (вершине Ботнического залива). Скорость поднятия территории в этих районах в период 10000–8000 лет тому назад составила 3-7 см/год. Следует отметить, что если на баренцево-

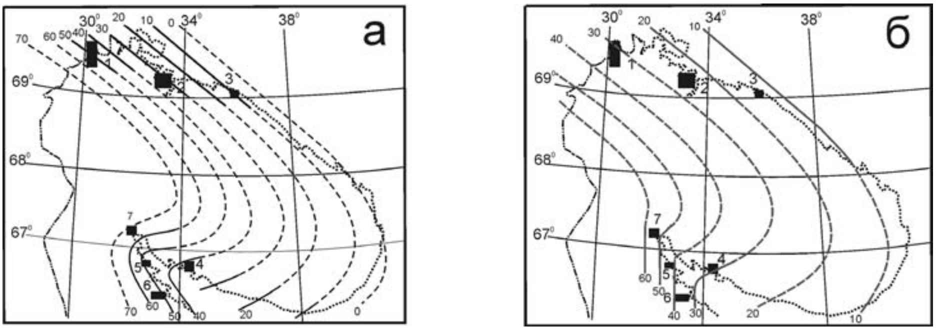


Рис. 4. Схемы изобаз для времени ~8000 ^{14}C лет (а) и максимума голоценовой трансгрессии (трансгрессии Тапес, ~6000 ^{14}C лет). (б). Сплошной линией обозначены достоверные изобазы, штриховой – предполагаемые.

морском и беломорском берегах Кольского полуострова изобазы секут береговую линию, то на южном берегу Кандалакшского залива они располагаются субпараллельно побережью (рис. 4), вероятно, вследствие проявления собственно тектонического поднятия побережья относительно вершины залива.

В период с 8000 до 5000 лет тому назад в западных районах баренцевоморского побережья скорости гляциоизостатического и эвстатического поднятия примерно уравновешиваются, тогда как в восточных районах побережья эвстатическое поднятие моря опережает поднятие континента. Это время совпадает с трансгрессией Тапес и на графиках относительного перемещения береговой линии в западных районах отражается почти горизонтальной площадкой *(Corner et al., 1999, 2001)*, либо как в районе пос. Дальние Зеленцы, поднятием уровня моря *(Snyder et al., 1997)*. Аналогичная картина наблюдается и на беломорском побережье. Графики относительного перемещения береговой линии моря в западной части побережья свидетельствуют о замедлении скорости воздымания территории в интервале ~8000–7000 лет тому назад в районе Кандалакши (рис. 1, участок 7) и Умбы (рис. 1, участок 4). Вместе с тем в восточной части беломорского побережья обнаружена серия трансгрессивных береговых валов, свидетельствующая об опережающем поднятии уровня моря.

Материалы исследований позволили наметить положение изобаз поднятия региона за последние примерно 8000 и 6000 лет (рис. 4 а, б). Судя по расположению изобаз и другим приведенным выше материалам, гляциоизостатическое поднятие в западной части территории было более интенсивным, чем в восточной, что соответствует предполагаемой ледниковой нагрузке. Это поднятие продолжается до сих пор.

3. Палеосейсмические деформации в Кольском регионе

В процессе гляциоизостатического поднятия, как отмечалось, в земной коре возникали напряжения, которые приводили к сильным землетрясениям. В последнее десятилетие в Кольском регионе обнаружены палеосейсмодеформации, свидетельствующие о разрушительных землетрясениях, происходивших здесь

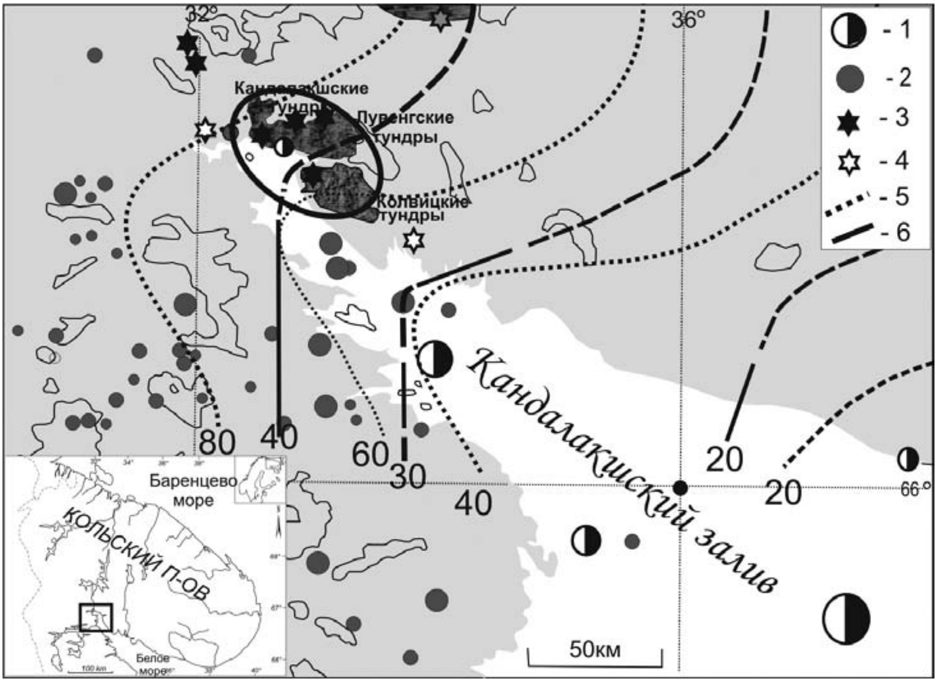


Рис. 5. Схема эпицентров землетрясений, участков развития палеосейсмодеформацийи изобаз поднятия в голоцене Кандалакшского залива Белого моря. Эпицентры землетрясений (1542–2003 гг.) в интервале магнитуд 0.9-6.5 (Ассиновская, 2004): 1 – исторические, 2 – инструментальные, размер значка пропорционален магнитуде; – участки выявленных палеосейсмодеформаций (по данным С.Б. Николаевой, Шевченко и др. (2007): 3 – установленные, 4 – предполагаемые; изобазы поднятия в голоцене (м): 5 – для раннего голоцена, 6 – для среднего голоцена.

на протяжении последних 10–15 тыс. лет и на основе их изучения составлена схема плотностей остаточных деформаций региона, которая отражает наиболее нарушенные блоки земной поверхности и местоположение эпицентральных областей позднеплейстоцен – голоценовых землетрясений *(Николаева, 2001, 2008)*. Обобщение ранее полученных материалов и обнаружение новых участков развития палеосейсмодеформаций позволило существенно уточнить очаговые области древних землетрясений и оценить их параметры. Была изучена и заверена полевыми работами выделенная ранее по материалам дешифрирования аэрофотоснимков область развития палеосейсмодеформаций в районе Кандалакшских и Лувенгских тундр, расположенных на северном побережье Кандалакшского залива (рис. 5). В исследованных районах сейсмогенный фактор участвует в формировании крутых склонов, осложненных срывами и сбросовыми уступами, в поддержании существования ранее образованных трещин, ущелий и рвов, в дальнейшем разрушении отдельных блоков кристаллических пород и т.п. Наряду с этим в общем голоценовом гляциоизостатическом поднятии в этом районе присутствует значительная тектоническая составляющая *(Колька, Евзеров, 2007)*.

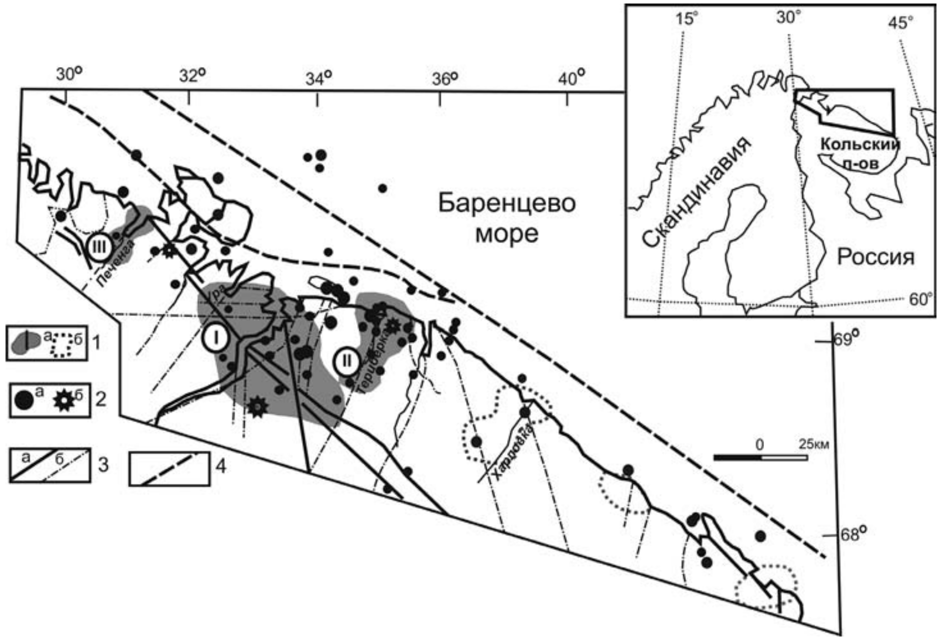


Рис. 6. Схема расположения палеосейсмогенных структур, эпицентров землетрясений и тектонических нарушений Мурманского побережья Баренцева моря.
1 – палеосейсмогенные структуры, установленные (а), предполагаемые (б), 2 – эпицентры современных (а) и исторических (б) землетрясений (по данным ГС КРСЦ РАН), 3- разрывные нарушения: главные (а), второстепенные (б), 4 – рифейские разломы. Номера палеосейсмогенных структур показаны в кружках: I – Мурманская, II – Териберская, III – Печенгская.

В северной части Кольского региона были изучены Мурманская, Печенгская и Териберская палеосейсмогенные структуры (рис. 6).

Выделенные области обладают общими закономерностями строения: проявлением однотипных сейсмодеформаций и их парагенетических групп, принадлежностью к определенным типам докембрийских и сопряженных с ними новейших структур, наличием протяженных зон глубинных разломов и узлов пересечения разноориентированных разрывных нарушений, а также проявлением сейсмичности в современное и историческое время (см. таблица 1).

Анализ сейсмичности указывает на резкое снижение энергетического уровня очагов землетрясений от позднеледниковья к послеледниковью и к настоящему времени. Повышенная сейсмичность в начале голоцена могла быть обусловлена, наряду с геодинамическими факторами, гляциоизостатическими компенсационными движениями в период деградации ледникового покрова. Изменение в характере сейсмических процессов в современное время, когда проявляются в основном более слабые землетрясения, вероятно связана с другими причинами: общим смещением Фенноскандинавского свода в юго-восточном направлении под влиянием процессов спрединга в Северной Атлантике *(Юдахин, 2002)*.

Таблица 1.

Характеристика выявленных очаговых зон древних и современных землетрясений с магнитудой более 3.

Название очаговой зоны	Интенсивность (I_0, в баллах по шкале MSK-64)	Магнитуда	Время активизации	Исторические и современные землетрясения (http://www.seismo.helsinki.fi).					
				Дата	Координаты		M	I	H, м
					с.ш.°	в.д.°			
Мурманская	VI-IX	5.2-6.7	позднеледниковое, около 9500 лет, позднеголоценовое	1772 1873 1968 1990	68.7 68.7 68.9 68.99	33.3 33.3 32.9 33.94	4.6 4.1 3.6 4.0	VI VI IV IV - V	20 10 38 5
Териберская	VII-X	5.1-7.1	позднеледниковое раннеголоценовое	1917 1987 1987 1989	69.1 69.32 69.0 69.16	35.3 35.53 35.5 34.93	3.5 3.8 3.7 3.7	V IV	~2 0 6 4
Печенгская	VI-IX	6-6.5	позднеледниковые ~8500.						

4. История развития морских трансгрессий в береговой зоне Кольского региона

В настоящее время в береговой зоне Кольского полуострова по геологическим, литолого-стратиграфическим и геохронологическим данным достоверно присутствуют две погребенные морские толщи, которые в региональных стратиграфических схемах называются понойскими и стрельнинскими слоями *(Гудина, Евзеров, 1973)*.

Понойские слои – стратиграфически нижняя плейстоценовая морская толща представляет собой отложения, наиболее глубоководные из известных в регионе, с самыми богатыми и теплолюбивыми палеофаунистическими и палеофлористическими комплексами *(Граве и др., 1969; Гудина, Евзеров, 1973, Лаврова, 1960, Korsakova, 2009)*. Эти породы формировались во время микулинской (бореальной) морской трансгрессии в экологической обстановке, более благоприятной, чем современная. Понойские слои сложены только регрессивной серией морских осадков. На северо-востоке Кольского полуострова, в бассейне Баренцева моря, эта толща подстилается ледниково-морскими (слоистыми глинами) среднеплейстоценовыми позднеледниковыми отложениями, которые на побережье Белого моря не установлены. В беломорской депрессии морские межледниковые микулинские (эемские) осадки (понойские слои) с резким контактом залегают на морене, относительный возраст которой определен как московский. Имеющиеся геохронологические данные показывают, что возраст понойских слоев, формировавшихся в относительно теплом море, варьирует от 120-130 до 100-105 тыс. лет *(Корсакова и др., 2004, Molodkov, Yevzerov, 2004; Evzerov, Koshechkin, 1977)* в депрессии Белого моря, что соответствуют МИС 5e – 5d. Несколько моложе породы морского генезиса на побережье Баренцева моря, где полученные возрастные данные говорят о существовании здесь относительно теплого морского бассейна, возраст которого более 90 тыс. лет.

Отсутствие в известных разрезах трансгрессивной серии межледниковых осадков свидетельствует о гляциоэвстатической природе микулинского моря, когда максимум трансгрессии отмечается в позднеледниковье.

В настоящее время микулинская морская толща (понойские слои) занимает самое высокое гипсометрическое положение на востоке полуострова и сложена наиболее глубоководными фациями (рис. 1, 2, разрез 8,). Это может свидетельствовать о более активном тектоническом блоковом поднятии восточной части Кольского полуострова. Однако нельзя исключить и гляциоизостатическую причину гипсометрически доминирующего современного пространственного положения микулинского горизонта (понойских слоев) на востоке региона. Эта причина особенно правдоподобна в том случае, если московский ледниковый покров распространялся на Кольский полуостров со стороны Карского или Баренцева моря (Корсакова и др., 2007, Svendsen et al., 2004).

Во всех известных разрезах на межледниковых микулинских осадках (понойских слоях) с размывом залегает вторая, достоверно установленная на побережье Кольского полуострова морская толща – стрельнинские слои, возраст которых ранневалдайский (по ESR и OSL данным). Стрельнинские слои сложены и трансгрессивными, и регрессивными фациями. По результатам палеонтологического изучения породы стрельнинских слоев, обнажающихся по долинам рек на побережье Кольского полуострова, они формировались при пониженной солености воды в условиях мелководья, аналогичных современным или холоднее их *(Гудина, Евзеров, 1973; Евзеров и др., 2007, Стрелков и др., 1976)*. На юго-востоке полуострова в одном из разрезов (рис. 1, 2, разрез 7), стрельнинские слои подстилаются ледниково-морскими отложениями, возможно московского или же ранневалдайского возраста. В последнем случае можно предположить, что в одну из ранневалдайских холодных подстадий на Кольском полуострове имел место ледник, а в депрессии Белого моря продолжал свое существование регрессирующий морской бассейн. Судя по геохронологическим данным – 85.5±6.6, 80.5±7.0 тыс. лет возраст этого события может соответствовать МИС 5b *(Корсакова и др., 2004, Корсакова, Колька, 2009)*.

Геологическое строение и пространственное положение стрельнинских слоев свидетельствуют, что их толща формировалась в условиях быстрой трансгрессии и медленной регрессии. Появление трансгрессивных прибрежно-морских фаций осадков можно объяснить тем, что эвстатическое поднятие уровня моря в это время опережало тектоническое поднятие суши. Перед ранневалдайской (беломорской) трансгрессией береговая линия моря понижалась, по крайней мере, до 10 м. На это указывает факт, что наиболее низкое положение подошвы стрельнинских слоев в известных разрезах установлено на современных абсолютных отметках 10 м (рис. 1, 2, разрез 5)

Регрессия береговой линии ранневалдайского морского бассейна соответственно связана с тем, что тектоническое поднятие суши стало преобладать на фоне эвстатического изменения уровня моря, вызванного развитием очередного, ранне-средневалдайского (МИС 5b-a, 4) оледенения и экспансией в Кольский регион ледника, распространявшегося возможно со стороны шельфа Баренцева и Карского морей

Деградация ранне-средневалдайского ледника вызвала развитие гляциоэвстатической трансгрессии и формирование на побережье Кольского полуострова, в депрессии Белого моря, еще одного горизонта морских осадков. По геохронологическим данным здесь установлен еще один (третий) позднеплейстоценовый морской горизонт, сложенный соответственно наиболее молодыми по возрасту породами морского генезиса. Верхняя морская толща по геохронологическим данным формировалась 60–40 тыс. л.н. (Корсакова и др., 2004), что сопоставимо с началом МИС 3. В региональной геологической летописи эта толща пока не имеет собственного названия. Она установлена в единичных разрезах *(Корсакова и др., 2004)* и формировалась в регрессировавшем мелководном холодноводном бассейне с пониженной соленостью воды *(Граве и др., 1969)*. Следует отметить, что наличие этой морской трансгрессии в Кольском регионе оспаривается другой точкой зрения *(Евзеров и др., 2007)*.

5. Основные результаты

Таким образом, было установлено, что в позднем плейстоцене в Кольском регионе имели место два оледенения, которые соотносятся с ранне-средневалдайским и поздневалдайским временем. Каждому из них предшествовало и следовало за ним локальное оледенение гор Хибины и Ловозеро. Более раннее валдайское оледенение в Кольском регионе характеризуется активностью двух ледников, распространявшихся из Скандинавского центра и возможно со стороны шельфов Баренцева и Карского морей. Поздневалдайское оледенение проявилось в виде деятельности только Скандинавского ледникового щита, что подтвердилось данными по гляциоизостатическому поднятию региона. Построены изобазы поднятия, свидетельствующие о более активном воздымании западной части региона. На баренцевоморском и беломорском берегу Кольского полуострова изобазы секут береговую линию, на южном берегу Кандалакшского залива Белого моря они располагаются субпараллельно побережью. Это может быть следствием проявления собственно тектонического поднятия данной части побережья относительно вершины залива. В регионе установлена обусловленная гляциоизостатической депрессией позднеледниковая морская трансгрессия и последующая в голоцене регрессия моря, которая при взаимодействии гляциоизостатического и эвстатического поднятия суши и моря прерывалась кратковременной трансгрессий в среднем голоцене. Определены скорости поднятия суши в разные этапы голоцена. Выявлены три этапа развития морских трансгрессий в позднем плейстоцене. Установлены Мурманская, Печенгская и Териберская палеосейсмогенные структуры.

Список литературы

Ассиновская Б.А. Инструментальные данные о землетрясениях Карельского региона / В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления // Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 213–226.

Арманд А.Д. Развитие рельефа Хибин и прихибинской равнины. Деп. в ВИНИТИ. 1965. № 32–64. Апатиты, 1964. 244 с.

Глазнев В.Н., Кукконен И.Т., Раевский А.Б. Ёкинен Я. Новые данные о тепловом потоке в центральной части Кольского п-ова // Доклады РАН. 2004. Т. 396, №1. С. 102–104.

Граве М.К., Гунова В.С., Девятова Э.И., Лаврова М.А., Лебедева Р.М., Самсонова Л.Я., Черемисинова Е.А. Микулинское межледниковье на юго-востоке Кольского полуострова // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: изд. «Наука», 1969. – С. 25–56.

Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: изд. «Наука», 1973. 146с.

Евзеров В.Я. Валдайское (вейхзельское) оледенение в Кольском регионе // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты, ч. 1, 2001. С. 20–34.

Евзеров В.Я. Россыпные месторождения – уникальные образования в рыхлом покрове Балтийского щита // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 126–133.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. № 1. 2000. С. 61–73.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Заключительные этапы эволюции покровного и горного оледенений в Хибинах // Доклады РАН. Т. 420. № 5. 2008 а. С. 679–682.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. К проблеме взаимоотношений покровного и горного оледенений // Вестник Воронежского университета. Сер. геолог. № 2. 2008 б. С. 31–36.

Колька В.В., Евзеров В.Я. Реконструкция неотектонических перемещений и палеогеография Беломорской котловины в позднеледниковье и голоцене / Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М.:РГГУ. 10-13 апреля 2007 г., 2007, Т. 1 . С. 173–176.

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Послеледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. – Апатиты: изд. КНЦ РАН. – 2005. С. 15–25.

К*орсакова О.П., Колька В.В.* Плейстоценовая история осадконакопления в береговой зоне Кольского полуострова // Изв. РГО. 2009. Т.141. Вып. 4. С. 35–47.

Корсакова О.П., Колька В.В., Зозуля Д.Р. О возможном распространении позднеплейстоценового Карского ледника в пределы Кольского полуострова // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления. Материалы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Москва, 7-9 ноября 2007 г. – М.: ГЕОС, 2007. С. 193–195.

Корсакова О.П., Молодьков А.Н.. Колька В.В. Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейстоценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // Доклады Академии наук, 2004. Т. 398. № 2. С. 218–222.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: изд. АН СССР, 1960. 234с.

Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. №4. 2001. С. 66–74.

Николаева С.Б. Следы разрушительных землетрясений в окрестностях города Мурманска (по историческим и палеосейсмогеологическим данным) // Вулканология и сейсмология. №3. 2008. С. 52–61.

Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шеремецкая Е.Д. и др. Формирование рельефа и рыхлых отложений Восточных Хибин в конце позднего плейстоцена и в голоцене // Изотопно-геохимические и палеогеографические исследования на севере России. М.: изд. МГУ, 2004. С. 82–167.

Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 164с.

Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А. Сейсмотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вест. Моск.Ун-та. Сер. 5. География. 2007. №3. С. 44–48.

Юдахин Ф. Н. О природе геодинамических процессов в Фенноскандии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы восьмой международной конференции. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. С. 271–274.

Corner G.D., Yevzerov V. Ya., Kolka B. B., Moeller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // Boreas. 1999. vol. 28, № 1. p. 146–166.

Corner G.D., Kolka B. B., Yevzerov V. Ya., Moeller J.J. Postglacial relative sea-level change and Stratigraphy of raised coastal basins at Polyarny (Kola Fjord), northwest

Russia // Global and Planetary Change. 2001. № 31. P. 155–177.

Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977, 31. P. 103–128.

Evzerov V.Y., Koshechkin B.I. Kola Peninsula till stratigraphy // Prospecting in areas of glaciated terrains. L., 1977. P. 30–33.

Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkratz M.-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // Boreas. Vol. 35. 2006. P. 493–520.

Helmens K.F., Räsänen M.E., Johansson P. W. et al. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // Quaternary Science Reviews. Vol.19. 2000. P. 1605–1623.

Korsakova O.P. Pleistocene marine deposits in the cjastal areas of Kola Peninsuls (Russia) // Quaternary International. Vol. 206. 2009. P. 3–15.

Lambeck K., Purcell A., Funder S. et al. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modeling. // Boreas. Vol. 35. 2006. P. 539–575.

Lunkka J.-P., Johansson P., Saarnisto M., Sallasmaa O. Glaciation of Finland // J. Ehlers and P.L. Gibbard (eds) Quaternary Glaciation – Extend and Chronology. Elsevier, 2004. P. 93–100.

Mangerud J., Astakhov V., Svendsen, J.-I. The extent of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. Vol. 21. 2002. P. 111–119.

Mangerud J., Jansen E., Landvik J.Y. Late Cenozoic history of the Scandinavian and Barents Sea ice sheets. // Global and Planetary Change. Vol. 12. 1996. P. 11–26.

Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // Boreas. Vol.28. 1999. P. 46–80.

Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // Boreas. – 1997. – vol. 26. – p. 329-346.

Stewart L.S., Sauber J., Rose J. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity // Quaternary Science Reviews. V 19. 2000. P. 1367–1389.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. // Quaternary Science Reviews. Vol. 23. 2004. P. 1229–1271.

http: // www.seismo.helsinki.fi Интернет-страница Института сейсмологии Университета Хельсинки. Финляндия.

Reconstruction of the Late Pleistocene-Holocene palaeoenvironments in Kola region

V.Ya.Yevzerov,V.V.Kolka, O.P. Korsakova,
S.B. Nikolaeva

Geological institute of Kola Science Centre of RAS, Apatity, Russia

Abstract

The basic results received at studying of a relief and Late Pleistocene -Holocene deposits of the Kola region connected with development here the glaciations, marine transgressions, glacio-isostatic uplift and paleoseismic events are considered in article. The special attention is focused on results received during the implementation of the International polar year.

Возраст следов покровного оледенения Новосибирских о-вов по данным ^{230}Th/U-датирования раковин моллюсков.

А.Э. Басилян[1], П.А. Никольский[1],
Ф.Е. Максимов[2], В.Ю. Кузнецов[2]

---

1 – Геологический институт РАН, Москва, Россия
2 – Санкт-Петербургский государственный университет (СПГУ), г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация

Работа обобщает данные по ледниковым событиям в континентальном арктическом секторе Восточной Сибири, полученные научным коллективом Лаборатории стратиграфии четвертичного периода ГИН РАН по программе Международного полярного года 2007–2008. Исследования позволили выявить последовательность ледниковых и биотических событий в этом регионе, дать биостратиграфическое и геохронологическое обоснование региональной стратиграфии квартера.

1. Введение

Лишь однажды в течение четвертичного периода территория Новосибирских островов претерпела оледенение в конце среднего неоплейстоцена *(Анисимов и др., 2006)*. Центром оледенения, видимо, были возвышенности островов Жохова и Беннета. Увеличиваясь радиально в размерах, образовавшийся ледник в максимум оледенения покрывал значительную часть Новосибирских островов и прилегающего шельфа: острова архипелага Де-Лонга, архипелаг Анжу (острова: о. Новая Сибирь, о. Фаддеевский, Землю Бунге и часть о. Котельного). Пока не возможно уверенно очертить контуры его максимального распространения, можно лишь представить на основании прямых и косвенных данных его размеры *(Басилян, Никольский, 2007; 2007а; Басилян и др., 2008; 2009)*. Вероятно, гряды конечных морен, позволяющие ограничить площадь, покрываемую льдом в плейстоцене, в настоящее время затоплены и перекрыты морскими осадками на дне пролива Санникова (рис. 1).

Во время оледенения огромные массы льда, перемещаясь, производили работу, которая привела к кардинальной перестройке геологического строения островов. Ледником были перемещены и деформированы толщи и фрагменты осадочных и вулканогенных пород, слагающих ложе ледника, с образованием складчатых и разрывных нарушений, крупных надвигов и чешуйчатых сооружений. Дислоцированы, как плейстоценовые отложения, так и подстилающие их меловые и палеогеновые толщи. Нарушения с образованием линейных вытянутых складок с углами падения крыльев до 45–50° наблюдаются, например, в разрезах мыса Каменный, о. Новая Сибирь (рис. 2, 3). Чешуйчатая структура четвертичных отложений вскрывается в разрезах мыса Сана-Балаган,

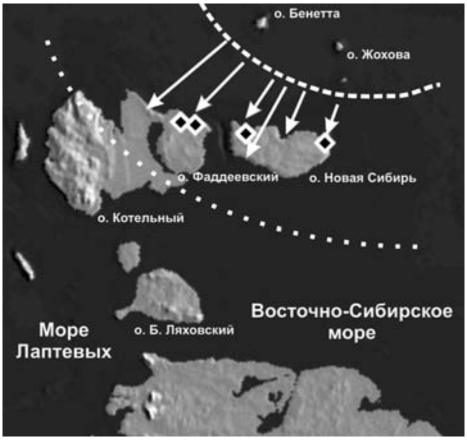


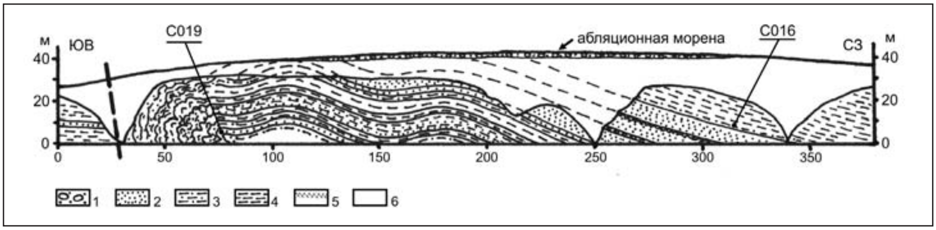
Рис. 1. Распространение следов покровного оледенения Новосибирских о-в. Ромбиками показаны места отбора образцов для ^{230}Th/U-датирования.

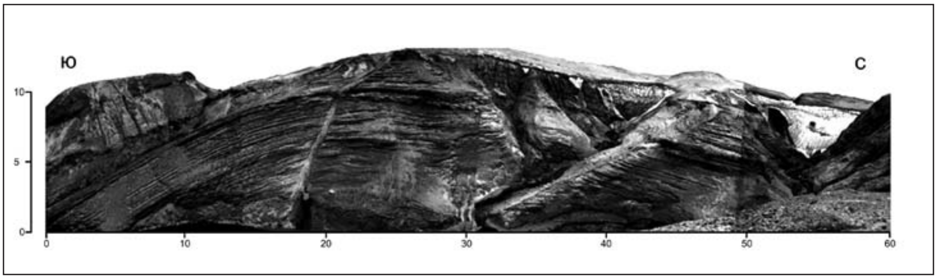
о. Фаддеевский (рис. 4), меловых – в разрезах мыса Утес Деревянных Гор (о. Новая Сибирь). В результате экзарационной деятельности ледника комплекс дислоцированных отложений срезан на уровне 40 м на севере о. Новая Сибирь и на уровне 30 м на о. Фаддеевский.

Наличие ледового покрова оказало влияние и на характер осадконакопления. Началу этого геологического события предшествовало падение уровня моря, зафиксированное в регрессивных морских отложениях. Оледенение и последующая дегляциация отразились в формировании ингрессивного седиментационного цикла прибрежно-морских отложений, залегающих выше (рис. 5). В наиболее глубоководной части этого цикла залегают пластовые льды – реликты оледенения. Ледником предопределен ряд моренных отложений, которые получили развитие на островах. Выровненные ледником поверхности усеяны грубообломочным материалом абляционной морены, в составе которого встречаются валуны с ледниковой штриховкой (рис. 6). Некоторые из валунов достигают 1,5 м в диаметре. Комплексы самих чешуй и пластин также являются основными чешуйчатыми моренами. Влияние ледника на геологическое строение островов продолжается и в настоящее время; дегляциация островов не закончена.

Оледенение Новосибирских островов вызвало усиление континентализации климата в перигляциальной зоне (Ляховские о-ва, Яно-Индигирская низменность), что, в свою очередь, отразилось в осадконакоплении увеличением эоловой составляющей. Нормальная для этих мест последовательность чередования разнофациальных ледовых комплексов с повторно-жильными льдами и толщ, сформированных в результате термокарста, нарушается слабольдистой толщей супесей в значительной степени состоящих из эолового материала.

Возраст оледенения – этого важного для севера Восточной Сибири геологического события – установлен в результате изучения вмещающих пластовые льды отложений с использованием комплекса биостратиграфических методов и радиологического датирования. С целью ^{230}Th/U-датирования были отобраны образцы раковин моллюсков из морских мелководных отложений, дислоцированных ледником: C019 и C016 в разрезе мыса Каменный (о. Новая Сибирь), C072 и C070 – в разрезе Сана-Балаган (о. Фаддеевский). Из отложений регрессирующего моря, перекрывающих следы оледенения – образцы моллюсков NS BM-M и NS BM-L в разрезе Бухты Мира (о. Новая Сибирь) и C069 в разрезе мыса Сана-Балаган (рис. 2, 4, 7). Отбирались преимущественно толстостенные раковины двустворчатых моллюсков и гастропод: *Astarte (Tridonta) borealis (Schumacher, 1817), Hiatella arctica (Linne, 1767)* и *Neptunea sp*. Следует отметить, что на о. Фаддеевском раковины C069 встречены совместно с костными остатками грызунов.





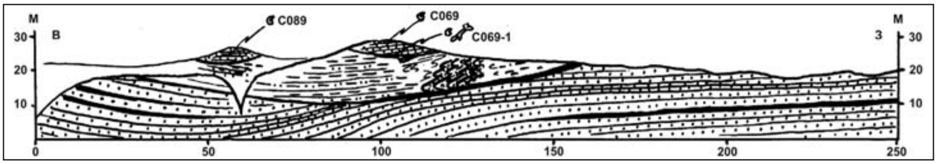


Рис. 2(вверху). Береговой разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь). 1 – галечники; 2 – пески; 3 – песчаные алевриты и супеси; 4 – алевриты; 5 – торфяники; 6 – задернованные участки. Рис. 3 (в середине). Дислокации морских четвертичных отложений (м. Каменный, о. Новая Сибирь). Рис. 4(внизу). Береговой разрез четвертичных отложений мыса Сана-Балаган (о. Фаддеевский).

В толще континентальных отложений залегающих выше встречено множество костей крупных млекопитающих мамонтового комплекса, по которым получены радиоуглеродные даты. Наиболее древние получены по остаткам мамонтов 48600±1500 ^{14}C лет (GIN-11818) и >50000 ^{14}C лет (GIN-11819).

2. Определение возраста раковин моллюсков методом ^{230}Th/U-датирования

Экспериментально установленный факт нарушения в морской воде радиоактивного равновесия в урановом ряду послужил предпосылкой для разработки и внедрения в практику геохронологических исследований уран-ториевого (^{230}Th/^{234}U) метода определения возраста ископаемых раковин моллюсков. Из материнского урана, находящегося в субстрате раковины в значительных количествах (до нескольких ppm или г/т), со временем образуется и накапли-

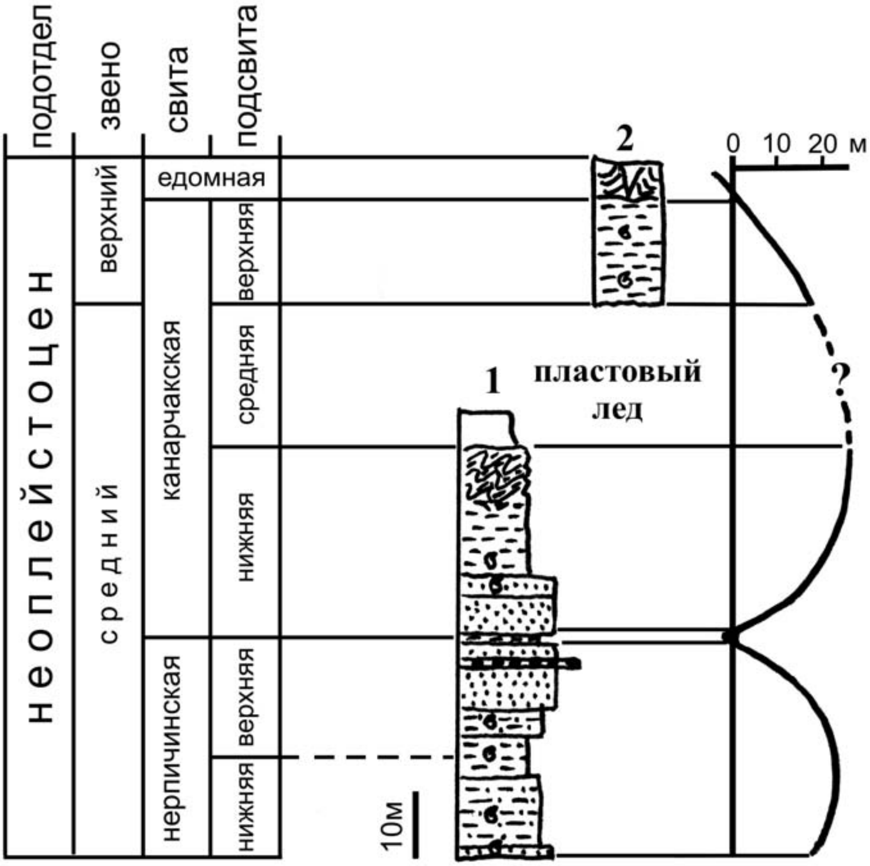


Рис. 5. Стратиграфическое положение пластовых льдов.

вается дочерний ^{230}Th. Современное значение отношения ^{230}Th/^{234}U является мерой возраста образца. Практическое использование уран-ториевого датирования морских отложений основывается на выполнимости ряда теоретических положений, сформулированных в ряде работ *(Кузнецов, 1976; Ivanovich, Harmon, 1992; Arslanov, Tertychny, Kuznetsov et al., 2002).*

Предполагается, что естественное соотношение изотопов урана в раковинах моллюсков соответствует таковому в морской воде, в которой они обитают. При этом дочерний радионуклид – ^{230}Th, а также заметные количества ^{230}Th и ^{232}U (^{234}U) не внедряются в структуру раковины из вмещающих отложений. Кроме того, в течение датируемого интервала времени (в пределах от первых нескольких тысяч до 250–300 тыс. лет) не происходит обмен между раковинами и вмещающим осадком (удаление или привнос) ^{230}Th и ^{234}U (^{238}U). Если предпосылки ^{230}Th/^{234}U-метода выполняются, а объекты изучения соответствуют предъявляемым к ним требованиям, то возраст отдельных образцов раковин моллюсков или слоев кораллов рассчитывается по формуле *(Ivanovich, Harmon, 1992)*:

$$ {}^{230}\mathrm{Th}/{}^{234}\mathrm{U} = \frac{1 - e^{-\lambda_{230} t}}{{}^{234}\mathrm{U}/{}^{238}\mathrm{U}} + \qquad (1) $$

$$ + \left[1 - \frac{1}{{}^{234}\mathrm{U}/{}^{238}\mathrm{U}} \right] \frac{\lambda_{230}}{\lambda_{230} - \lambda_{234}} \left[1 - e^{-(\lambda_{230} - \lambda_{234})/t} \right], $$

где λ_{230} и λ_{234} – постоянные распада ^{230}Th и ^{234}U; ^{230}Th, ^{234}U и ^{238}U – активности этих изотопов, измеренные в изучаемой пробе. Расчет возраста по формуле (1) позволяет учесть также и долю ^{230}Th, накопившуюся в образце из распадающегося во времени избыточного ^{234}U (над равновесным с ним ^{238}U) с момента включения урана в карбонатную структуру раковины.

В работах *(Арсланов и др. 1976; Arslanov, Tertychny, Kuznetsov et al., 2002, 2002)* показано, что в большинстве изученных этими авторами раковин моллюсков из трансгрессивных отложений Каспийского, Черного, Баренцева и Белого морей только самая внутренняя фракция образцов представляет собой закрытую геохимическую систему по отношению к урану и торию. Поэтому в настоящем исследовании на первой стадии радиохимического анализа 2/3 массы пробы (внешний и промежуточный слои) растворялись рассчитанным количеством азотной кислоты, а полученный раствор отбрасывался. Выделение изотопов урана и тория из остатка (внутренняя фракция) осуществлялось в соответствии с радиохимической методикой, приведенной в работе *(Arslanov, Tertychny, Kuznetsov et al., 2002)*. Остаток пробы весом в несколько грамм переводился в раствор с помощью HNO_3 (1:1). Далее проводилось разделение и очистка изотопов урана и тория методом анионной хроматографии, с последующим электроосаждением урановой и ториевой фракции (каждой в отдельности) из спиртового раствора на Pt-мишени. Альфа-спектрометрические измерения

Рис. 6. Эрратический валун, абляционная морена (о. Фаддеевский).

для определения содержаний (активностей) ^{238}U, ^{234}U, ^{232}Th, ^{230}Th осуществлялись в течение нескольких дней. Полученные таким образом данные послужили основой для расчета возраста исследованных раковин моллюсков (табл. 1, формула 1).

Как видно из приведенных в табл. 1 данных, удельная активность ^{232}Th в исследованных образцах весьма незначительна, находясь фактически на уровне или чуть выше предела ее детектирования. Это свидетельствует о практически полном отсутствии терригенного обломочного материала в составе анализированных фракций раковин и выполнимости одной из теоретических предпосылок ^{230}Th/U-датирования этих формаций (см. табл. 1).

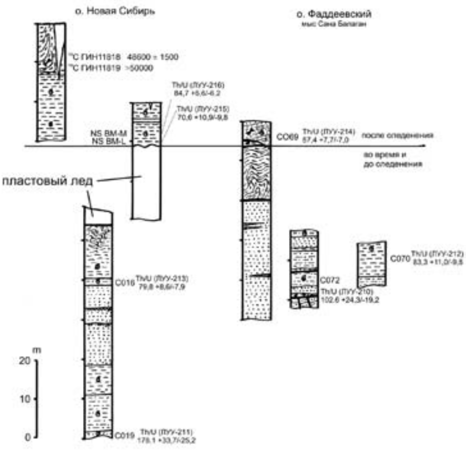


Рис. 7. Уровни отбора образцов на радиоизотопное датирование.

3. Обсуждение

Усредненная величина изотопного отношения активностей ^{234}U/^{238}U для открытых районов Мирового океана составляет 1.146±0.002 *(Chen et al., 1986)*. В шельфовых зонах океана и окраинных морях это отношение несколько выше. Например, в ископаемых раковинах моллюсков Каспийского и Черноморского побережий Кавказа значение 234U/238U варьирует в целом в пределах 1.2–1.5 и 1.0–1.4 соответственно *(Арсланов и др., 1976)*. В настоящей работе соотношение изотопов урана в большинстве случаев существенно выше и достигает 2 и даже несколько более (ЛУУ-13, 15, 16, табл. 1). Вероятно, изученные образцы (точнее, внутренние фракции раковин) нельзя, все-таки, рассматривать как полностью закрытые системы по отношению к урану. С определенной долей уверенности можно предполагать, что в течение времени с момента отложения и захоронения раковин моллюсков имело место дополнительное поступление изотопов урана в составе грунтовых вод в исследованные образцы. Экспериментально установлено, что в подземных водах величина ^{234}U/^{238}U оценивается интервалом 0.59–11.7, в континентальных поверхностных водах – 0.78–2.44 *(Chenery et al., 2002)*. В южной части ареала распространения вечной мерзлоты это соотношение, например, для вод Алданского щита получено от ~1.5 до ~3.3 *(Титаева, 2005)*, а для разных глубин водных горизонтов в районе г. Томска – от 1-2 до порядка 16 *(Tokarev et al., 2006)*. Не исключено, что достаточно высокие значения ^{234}U/^{238}U в изученных раковинах являются результатом привноса в них урана в составе талых вод в периоды оптимизации климатических условий и оттаивания мерзлоты *(Tokarev et al., 2006)*. Эти процессы могли иметь место на протяжении последних как минимум ~180 тыс. лет (датировка образца ЛУУ-211 – 178.1±33.7/25.2 т. л., табл. 1) в межледниковые и межстадиальные времена. С этих позиций все полученные ^{230}Th/U-датировки, скорее всего, в какой-то степени омоложены и не могут рассматриваться как окончательные.

Таблица 1. Результаты радиохимического анализа и ^{230}Th/^{234}U-возраст образцов раковин моллюсков.

Лаб. №	№ обр.	^{238}U расп/мин.г	^{234}U расп/мин.г	^{230}Th расп/мин.г	^{232}Th расп/мин.г	$\frac{^{230}Th}{^{234}U}$	$\frac{^{234}U}{^{238}U}$	Возраст, т. л.
ЛУУ-210	C072	0.036 ±0.005	0.059 ±0.006	0.038 ±0.002	0.005 ±0.001	0.644 ±0.078	1.658 ±0.283	+ 24.3 102.6 – 19.2
ЛУУ-211	C019	0.108 ±0.006	0.157 ±0.007	0.135 ±0.006	0.027 ±0.003	0.860 ±0.053	1.453 ±0.102	+ 33.7 178.1 – 25.2
ЛУУ-212	C070	0.126 ±0.010	0.202 ±0.012	0.112 ±0.006	0.010 ±0.002	0.558 ±0.045	1.605 ±0.153	+11.0 83.3 – 9.8
ЛУУ-213	C016	0.124 ±0.011	0.277 ±0.015	0.153 ±0.007	0.019 ±0.002	0.551 ±0.039	2.240 ±0.223	+ 8.6 79.8 – 7.9
ЛУУ-215	NS BM-L	0.344 ±0.043	0.709 ±0.057	0.356 ±0.023	0.005 ±0.002	0.501 ±0.050	2.063 ±0.298	+10.9 70.6 – 9.8
ЛУУ-214	C069	0.160 ±0.011	0.221 ±0.013	0.093 ±0.006	0.009 ±0.003	0.420 ±0.039	1.384 ±0.122	+ 7.7 57.4 – 7.0
ЛУУ-216	NS BM-M	0.319 ±0.013	0.619 ±0.019	0.354 ±0.014	0.030 ±0.004	0.571 ±0.029	1.941 ±0.093	+ 6.6 84.7 – 6.2

Следы покровного оледенения Новосибирских о-вов перекрыты морскими мелководными отложениями, переходящими вверх по разрезу в континентальные толщи. На о. Фаддеевский в песчаной линзе пляжных отложений, сформировавшейся после таяния глетчерного льда, вместе с раковинами моллюсков были обнаружены остатки мелких млекопитающих (обр. С069), изученные В.С. Зажигиным. Возраст этой фауны по эволюционному положению *Dicrostonyx henseli Hinton* в линии копытных леммингов *(Зажигин, 2004)* определен как конец среднего неоплейстоцена. По раковинам моллюсков из этого образца получен уран ториевый возраст 57,4 +7,7, -7 тыс. лет. Таким образом, мы можем оценить омоложение уран ториевого возраста этого образца приблизительно на 60 тыс. лет. Это предположение хорошо согласуется с данными радиоуглеродного датирования. По костям поздненеоплейстоценовых млекопитающих из залегающих стратиграфически выше континентальных отложений получен большой массив ^{14}C дат, наиболее древние из которых имеют значения: 48600±1500 14С лет (GIN-11818) и >50000 ^{14}C лет (GIN-11819).

В целом непротиворечивая последовательность значений ^{230}Th/^{234}U-дат позволяет предположить, что степень их омоложения приблизительно одинакова. Следовательно, рассчитанный уран ториевый возраст оледенения, составляющий 84,4 + 4 тыс. лет (рис. 8), на самом деле может составлять около 135 тыс. лет. Таким образом, при некоторой неопределенности полученного результата уран-ториевого датирования возраст оледенения Новосибирских островов оценивается как вторая половина среднего неоплейстоцена.

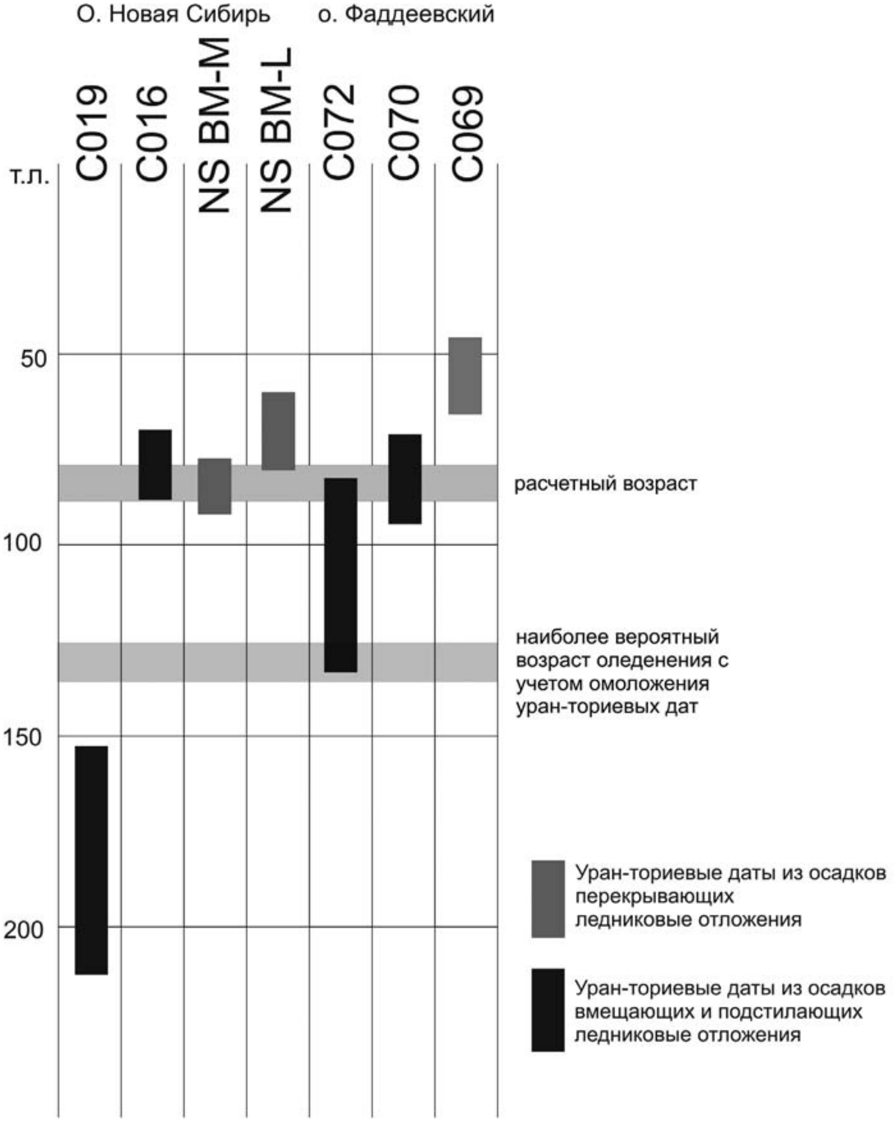


Рис. 8. Сопоставление возрастных диапазонов уран-ториевых дат по раковинам моллюсков из отложений подстилающих, вмещающих и перекрывающих следы оледенения.

Список литературы

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения. Материалы гляциологических исследований. Вып. 101, Москва, 2006. С. 143–145.

Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Герасимова С.А., Локшин Н.В. К вопросу о датировании морских раковин моллюсков по отношению Th^{230}/U^{234} // Геохимия. 1976. N 11. С. 1724–1734.

Басилян, А.Э., Анисимов М., А., Никольский П.А. Оледенение Новосибирских островов: определяющий фактор геологического строения квартера. Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2009. С. 43–45.

Басилян А.Э., Никольский П.А. О плейстоценовом оледенении Новосибирских островов. Материалы Всероссийского научного совещания «Геологические события неогена и квартера России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции». М.: ГЕОС, 2007. С. 10–12.

Басилян А.Э., Никольский П.А. Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь) // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 67. М.: ГЕОС, 2007а. С. 76–84.

Басилян А.Э., Никольский П.А., Анисимов М.А. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет // Новости МПГ №12, 2008. С. 7–9.

Зажигин В.С. О копытных леммингах (*Dicrostonyx*, Microtinae, Rodentia) Ойогос-Яра Восточной Сибири и о видовом статусе средненеоплейстоценового вида рода Dicrostonyx. Естественная история российской восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. ГЕОС, 2003. С. 14–26.

Кузнецов Ю.В. Радиохронология океана. М.: Атомиздат, 1976. 279 с.

Arslanov Kh.A., Tertychny N.I., Kuznetsov V.Yu., Chernov S.B., Lokshin N.V., Gerasimova S.A., Maksimov F.E., Dodonov A.E. $^{230}Th/U$ and 14C dating of mollusc shells from the coasts of the Caspian, Barents, White and Black Seas // Geochronometria, Vol. 21, 2002. P. 49–56.

Chen J.H., Edwards R.L., Wasserburg G.J. $^{238}U-^{234}U-^{232}Th$ in seawater // Earth Planet. Sci. Lett, Vol. 80, 1986. P. 241–251.

Chenery S.R.N., Ander E.L., Perkins K.M., Smith B. Uranium anomalies identified using G-BASE data – Natural or anthropogenic? A uranium isotope pilot study // British Geo. Surv. Internal Report IR/02/001, 2002.

Ivanovich, M. and Harmon, R.S. (eds). Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine,and Environmental Sciences.2nd Edn. Clarendon Press, Oxford. 1992. 910 pp.

Age of cover glaciation of the New Siberian islands based on $^{230}Th/U$-dating of mollusk shells.

A.E. Basilyan[1], P.A. Nikolskiy[1],
F.E. Maksimov[2], V.Yu. Kuznetsov[2]

1 - Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia
2 – St. Petersburg State University (SPSU), St. Petersburg, Russia

Abstract

This contribution provides a synthesis of data on glacial events of continental part of Arctic Eastern Siberia obtained by the research team of the Laboratory of Quaternary stratigraphy of Geological Institute RAS in the course of the International Polar Year program (2007-2008). The study allowed to establish a sequence of glacial and biotic events in the region and brought reliable biostratigraphic and geochronologic evidence for regional stratigraphy of the Quaternary.

Стратиграфия верхнеплейстоцен–голоценовых донных отложений полярного сектора Атлантики, севера Баренцева моря и Северного полюса

М.Е. Былинская, Л.А. Головина, Э.П. Радионова

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Аннотация

В работе подводятся итоги аналитических работ, проведенных научным коллективом Лаборатории стратиграфии четвертичного периода ГИН РАН по программе Международного полярного года 2007–2008. Микропалеонтологическое изучение донных проб из районов Норвежско-Гренландского бассейна, Баренцева моря и района Северного полюса позволили получить новые данные по стратиграфии четвертичных отложений и климатической динамике квартера Арктики.

1. Введение

Два последних десятилетия в Арктике проводятся исследования по ряду национальных и международных программ, таких как PONAM, QUEEN, российско-норвежский проект PECHORA и других, обусловленные большим интересом к изучению роли Арктического океана в позднекайнозойской эволюции Земли и включающие геологические работы в приполярных областях Евразии и морские рейсы в полярных морях и центральной Арктике.

В результате получен большой объем данных о ледниковых и неледниковых событиях последних 150–130 тыс. лет, сравнимый с таковым по Западной Европе и Северной Америке *(Dowdeswell et al., 1998; Mangerud et al., 1998; Spielhagen et al., 2004; Svendsen et al., 2004; и др.)*. При этом сложной задачей была и остается корреляция основных событий в пределах всего арктического и субарктического региона, а кроме того еще не вполне ясна история развития природных обстановок во многих частях этой обширной области, и эти проблемы широко дебатируются *(Astakhov, 2004; Лаврушин, 2007, Лаухин, 2009)*.

В рамках выполнения программ фундаментальных исследований Отделения наук о Земле (программа № 14 под руководством Ю.Г. Леонова) и Международного полярного года в 2006 и 2007 гг. были выполнены два рейса НИС «Академик Николай Страхов». 24-й рейс проходил в северной части Норвежско-Гренландского бассейна, в 25-м рейсе изучалась геология северной части Баренцева моря. Аналитические исследования включали изучения глубоководных проб, отобранных в ходе 24-го и 25-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» (2006, 2007), а также рейса НИС «Академик Федоров» к Северному полюсу (2007). Было проведено микропалеонтологическое изучение донных колонок в переходной зоне между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном. Детальный анализ микрофауны (планктонные фораминиферы — М.Е. Былинская) и микрофлоры (известковый наннопланктон —

Л.А. Головина, диатомовые водоросли — Э.П. Радионова) позволил установить стратиграфических объем и выявить климатическую цикличность для позднеплейстоценовых и голоценовых донных осадков.

2. Новые материалы к стратиграфии донных осадков высокоширотной Атлантики (хребет Книповича)

24-й рейс НИС «Академик Н. Страхов» ставил целью исследование геологических структур Гренландско-Шпицбергенского плато, хребта Книповича, континентального склона и шельфа архипелага Шпицберген. Помимо батиметрических и геофизических исследований в этом рейсе было выполнено драгирование и подняты колонки донных осадков.

Наиболее информативной и интересной для изучения является колонка 2417 (78°14,79’ с.ш., 05°45,75’ в.д., глубина моря 1568 м), полученная глубоководной гравитационной трубкой. Станция 2417 расположена на возвышенности на западном борту хр. Книповича. Благодаря большим глубинам скорость осадконакопления в этом месте была небольшой, и трубка вскрыла довольно значительный возрастной интервал. Хребет Книповича протягивается на 550–600 км между спрединговым хребтом Мона и Шпицбергенской разломной зоной, к юго-западу от Шпицбергена, и является северным окончанием системы срединных хребтов Атлантического океана. Район исследования находится в переходной зоне между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном, что обуславливает взаимное влияние атлантических и арктических водных масс и резко контрастное проявление глобальных климатических изменений квартера.

К настоящему времени довольно детально реконструированы границы ледниковых покровов, возникавших в северной Евразии в позднем и среднем плейстоцене *(Svendsen et al., 2004; Astakhov, 2004; и др.)*. Во время максимумов оледенений северо-западная граница ледниковых покровов проходила по внешнему шельфу Шпицбергена *(Svendsen et al., 2004)*. Это безусловно сказывалось на характере осадконакопления и биоте донных осадков прилежащих районов.

Грунтовой трубкой на станции 2417 поднято 350 см осадков, которые представлены переслаиванием серых и коричневых глин, в разной степени насыщенных материалом ледового разноса и различной степени карбонатности.

2.1. Фораминиферы

Микропалеонтологический анализ показал, что почти все образцы содержат планктонные и бентосные фораминиферы, кроме того в ряде горизонтов найдены диатомовые водоросли и наннопланктон. При этом количество микрофауны подвержено резким ритмическим колебаниям по разрезу (рис. 1). Выделяются 5 пиков обилия микропланктона, которые мы называем интервалами высокой продуктивности (ИВП = high productivity intervals, HP). В соответствующих горизонтах количество планктонных фораминифер составляет более 3 тыс. экз./1 г. Кроме этого в разрезе колонки фиксируются 6

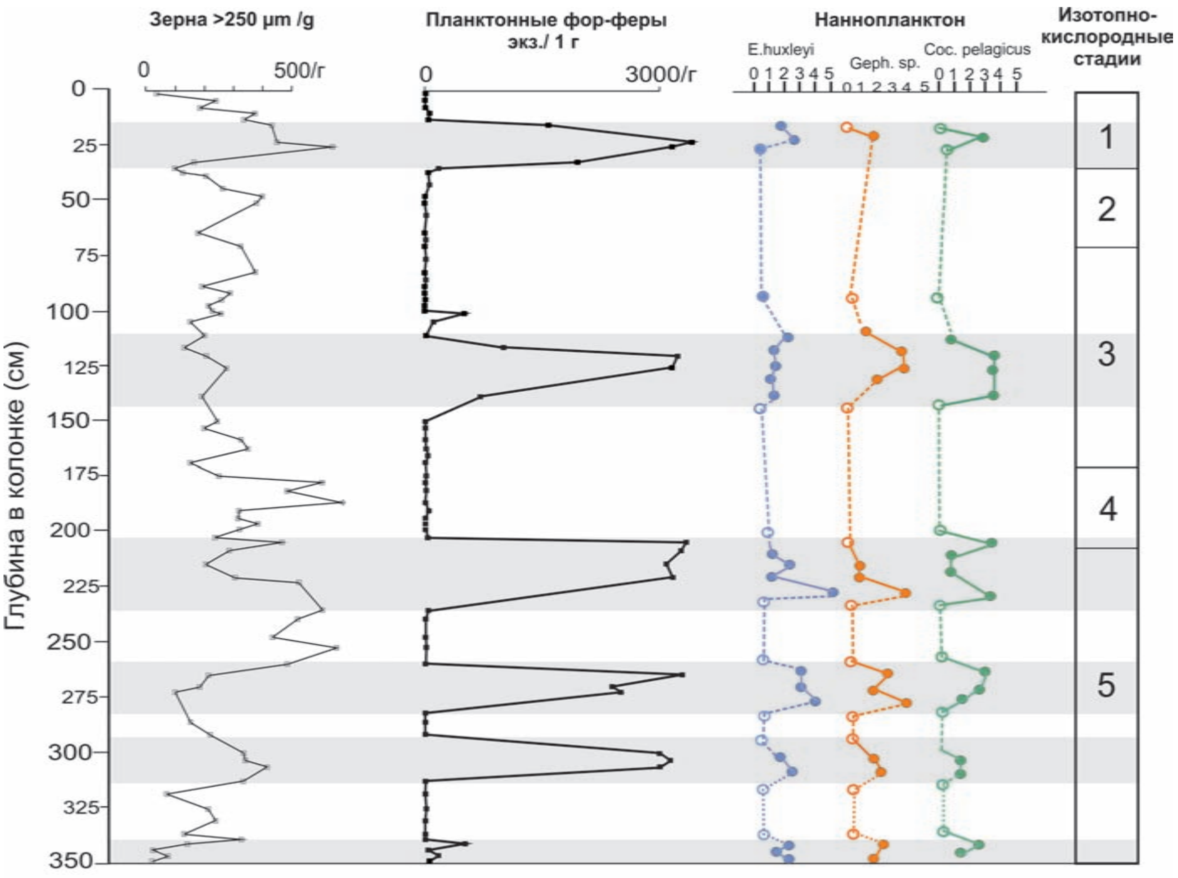


Рис. 1. Материал ледового разноса, планктонные фораминиферы и наннопланктон в колонке 2417 (хребет Книповича). Серым цветом выделены интервалы высокой продуктивности (ИВП).

горизонтов крайне обедненных микрофауной, формирование которых, по-видимому, происходило во время существования постоянного морского льда. Большинство из них узкие по мощности и два (35–110 см и 150–200 см) довольно мощные.

Основную массу фораминиферового комплекса составляет планктонная арктическая левозавитая *Neogloboquadrina pachyderma* sin. Ее количество колеблется от 1-2 раковин до тысяч экземпляров в образце. В ИВП в комплексе, помимо обильных *N. pachyderma* sin, присутствуют единичные раковины более тепловодных *N. pachyderma* dex, *Globigerina quinqueloba*, *G. bulloides* (ювенильные), *Globigerinita glutinata*.

Три из этих интервалов выделяются присутствием особенно тепловодных видов планктонных фораминифер. В нижнем горизонте (337–350 см) это субтропические *Globigerinoides ruber* и розовоокрашенная *Globigerina rubescens* (см. рис. 1). Во втором сверху *Gs. ruber* и наконец в верхнем горизонте присутствуют *Gs. ruber, G. falconensis, Globorotalia scitula* и ювенильная *G. crassaformis* (рис. 2). Самой северной точкой, в которой до сих пор отмечались представители розовоокрашенных *Gs. ruber* и *G. rubescens*, является скважина 410 DSDP (45°31’ с.ш.) в Атлантическом океане *(Былинская и др., 2002)*. Поэтому присутствие *G. rubescens* pink в колонке 2417 свидетельствует о значительно более тепловодных условиях по сравнению с современными или, скорее, о мощном усилении Северо-Атлантического течения, а именно его Западно-Шпицбергенской ветви в определенные моменты дегляциации. Альтернативное объяснение заключается в переотложении четвертичных тепловодных микроорганизмов, хотя его возможный источник в таких высоких широтах неизвестен.

Верхний ИВП в колонке 2417, характеризующийся обилием планктонных и умеренным количеством бентосных фораминифер, мы относим к нижней половине голоцена, а подстилающий его горизонт (35–110 см), практически лишенный микрофауны, к максимуму последнего оледенения (LGM). В силу этого, хотя есть много данных о том, что скорости морского осадконакопления в арктических районах во время оледенений сильно уменьшались *(Polyak et al., и др.)* (что видно и в нижней половине колонки), можно предположить среднюю скорость осадконакопления для рассматриваемого разреза примерно 3 см/1 тыс. лет. В этом случае нижний горизонт с тепловодной микрофауной соответствует последнему межледниковью, т.е. изотопно-кислородной стадии 5e. Этот вывод коррелируется с данными по колонке PS1535, взятой в проливе Фрама на такой же широте, на 4° западнее *(Spielhagen et al., 2004)*.

Почти все образцы колонки содержат зерна песчаной и гравийной размерности – материал ледового разноса (ice-rafted debris, IRD). Максимальный диаметр самых крупных зерен достигает 7–8 мм. Поскольку изученная колонка взята на глубине свыше 1500 м, то весь обломочный материал размерностью >250 μm очевидно поступал за счет приноса айсбергами и плавучими льдами. На рис. 1 показана кривая содержания IRD в колонке. И хотя она является предварительной, видно, что наибольшее содержание ледового обломочного материала в основном предшествует пикам обилия микропланктона или соответствует их нижней части, т.е. соответствует периодам дегляциации.

Бентосные фораминиферы в колонке 2417 представлены единым комплексом почти исключительно секреционных видов. Основным и наиболее многочисленным компонентом комплекса являются *Cassidulina teretis* и *Oridorsalis tener*. В образцах, соответствующих максимумам похолоданий, содержатся только единичные экземпляры *C. teretis* и иногда *Rhabdammina* sp. Примерно со

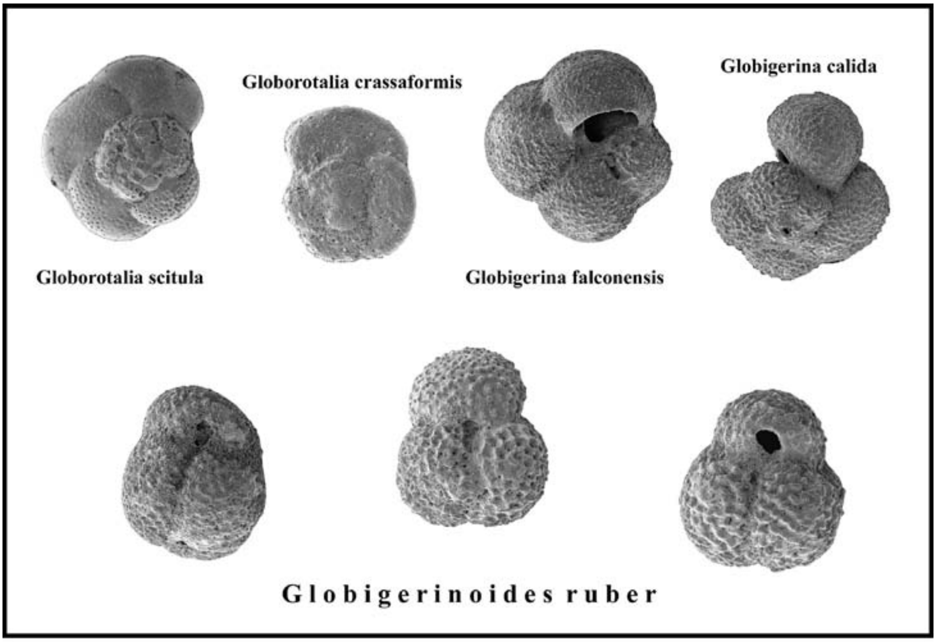


Рис. 2. Тепловодные виды планктонных фораминифер из осадков колонки 2417.

средней части разреза тепловодные интервалы (197–228 см, 164–168 см, 16–33 см) характеризуются присутствием *Cassidulina carinata*, которая в отдельных образцах относительно многочисленна и даже замещает в комплексе *C. teretis*. Остальные бентосные фораминиферы представлены видами *Triloculina tricarinata, Cassidulina reniforme, Islandiella norcrossi, Pullenia bulloides* (в одном интервале), *Cibicidoides wuellerstorfi* (эпизодически), *Epistominella exigua* (в одном образце), *Bulimina marginata, B. aculeata, Quinqueloculina* aff. *grandis, Pyrgo murrhina, Lagena* sp., *Oolina* sp., *Fissurina* sp. Из агглютинирующих фораминифер редко встречаются *Rhabdammina* sp., *Reophax excentricus, Recurvoides* sp., *Sigmoilopsis* aff. *schlumbergeri*. В интервалах, соответствующих периодам дегляциации, содержатся шельфовые эльфидииды, принесенные плавучим льдом.

2.2. Наннопланктон

Интервалы высокой продуктивности микрофауны содержат также наннопланктон. Благодаря чрезвычайной редкости кокколитов в Арктике они плохо изучены в высоких широтах, поэтому их находки в осадках колонки 2417 очень важны для стратиграфической и палеоклиматической характеристики разреза.

В основании колонки, в горизонте, предположительно соответствующем последнему межледниковью (изотопно-кислородная стадия MIS 5e), встречены *Emiliania huxleyi, Gephyrocapsa muellerae* и единичные экземпляры *Coccolithus pelagicus*. Совместное присутствие *E. huxleyi* и *G. muellerae* является основанием для отнесения отложений к стадии 5 *(Spielhagen et al., 2004)*. Во всех ИВП встречены *E. huxleyi*, формы из группы *Gephyrocapsa* и *C. pelagicus* (рис. 3). На уровне 221 см найден тепловодный *Ceratolithus cristatus*. Особенно многочисленны кокколитофориды в голоценовой части разреза, там найдены все перечисленные виды и *Helicosphaera carteri*.

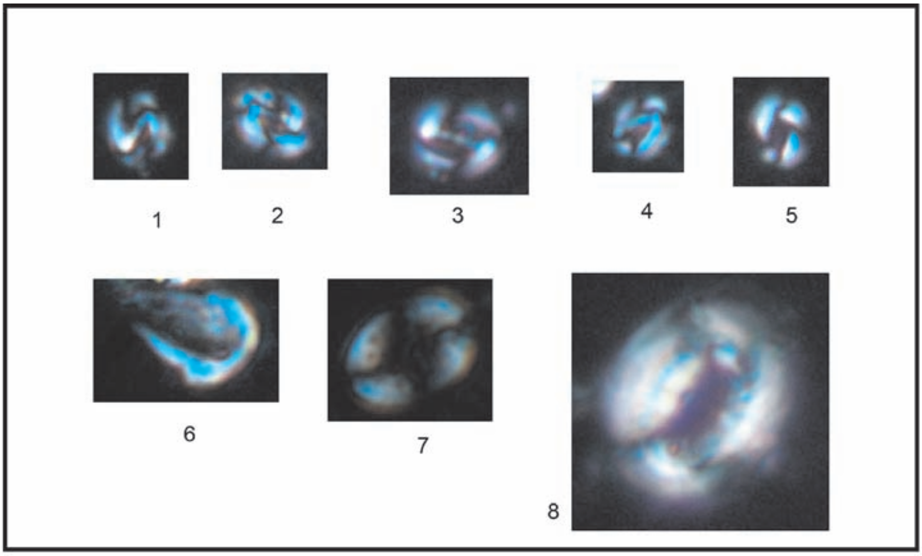


Рис. 3. Наннопланктон из колонки 2417. 1, 2 – Gephyrocapsa sp., 117 см; 3 – Gephyrocapsa sp., 123 см; 4 – Gephyrocapsa sp., 268 см; 5 – Emiliania huxleyi, 123 см; 6 – Ceratolithus cristatus, 221 см; 7 – Pontosphaera sp., 212 см; 8 – Coccolithus pelagicus, 123 см.

2.3. Диатомеи

Диатомеями разрез охарактеризован неравномерно. Из плейстоценовых видов в верхах нижнего тепловодного горизонта (319–321 см) встречены единичные *Melosira moniliformis* и *Actinocyclus* sp., в следующем снизу (262–265 см) тепловодный вариетет *Melosira moniliformis* var. *hispida*, в интервале 130–133 см – *Paralia sulcata и Actinocyclus ehrenbergii.* В интервалах 130–133, 212–215, 262–265 и 319–335 см в осадке присутствуют единичные переотложенные палеогеновые диатомеи. Интервал 60–62 см содержит небольшое число створок одного вида *Actinocyclus ehrenbergii.* Этот вид формирует монодоминантные ассоциации на границе раздела пресных и соленых вод и может быть индикатором начала таяния на о. Шпицберген. Интервал 0–13 см содержит представительный комплекс голоценовых океанических диатомей и включает *Neodenticula seminae*, вид-индекс верхней зоны бореальной тихоокеанской шкалы, охватывающей интервал последних 30 тыс. лет, и *Thalassiosira oestrupii* – верхней зоны Норвежско-Гренландского бассейна. В интервале 10–13 см в комплексе доминируют *Paralia* и *Coscinodiscus* и относительно больше переотложенных диатомей. Выше по разрезу доминируют представители родов *Thalassiosira, Rhyzosolenia, Chaetoceras, Coscinodiscus*, представляющие типичную северо-бореальную ассоциацию. Относительно тепловодные элементы *Th. oestrupii, Rh. calcaravis, Cos. lineatus, Cos. asteromphalus* типичны для современной диатомовой флоры Норвежского моря и обусловлены влиянием Северо-Атлантического течения. Об относительной тепловодности комплекса также говорит присутствие *Asteromphalus robustus, Hyalodiscus scoticus*, многочисленность створок *Thalassionema nitzschioides*. Ассоциация содержит и типичные арктические виды *Porosira glacialis, Bacterosira fragilis, Chaetoceras septentrionalis* и др.

2.4. Обсуждение и выводы

Таким образом, можно сделать вывод, что в осадках колонки 2417 зафиксированы события последних примерно 120–115 тыс. лет, начиная с нижней части последнего межледниковья. Во время вислинского (валдайского) оледенения выделяются два больших максимума и три (или два?) меньших интервала, на протяжении которых океан к западу от Шпицбергена был, по-видимому, покрыт постоянным льдом. Эти периоды разделялись межстадиалами, судя по микропланктону, достаточно теплыми, даже сравнимыми с условиями межледниковий. Принимая предложенную возрастную модель для исследованных осадков, можно скоррелировать полученную кривую обилия микрофауны с кривой динамики ледникового щита Шпицбергена (*Mangerud et al., 1998*). На полученной схеме (рис. 4) видно, что пики высокой продуктивности планктонных фораминифер соответствуют периодам межстадиалов (межледниковий) для исследованного отрезка времени.

Приведенные данные показывают, что микрофауна и флора являются уникальным инструментом реконструкции палеоклиматических условий арктических и субарктических регионов и позволяют проводить детальное стратиграфическое расчленение отложений.

3. Северная часть Баренцева моря

В 25-м рейсе НИС «Академик Н. Страхов» проводилось исследование геологических структур северной части Баренцева моря по меридиональному профилю восточнее Шпицбергена и широтному между Шпицбергеном и Землей Франца Иосифа, и в том числе были получены колонки донных осадков. Колонки вскрыли верхнюю часть толщи пелитовых и алевро-пелитовых илов, местами содержащих зерна более крупных фракций.

Вскрытые отложения содержат различное количество микрофаунистических остатков, главным образом бентосных и иногда планктонных фораминифер. На основании их изучения в толще, вскрытой колонками широтного профиля, выделены три горизонта осадков, соответствующих голоцену и двум стадиям дегляциации. Нижний горизонт (ранней стадии дегляциации) содержит переотложенные позднеюрские и меловые бентосные фораминиферы *Ammodiscus micrus, Evolutinella spp., Glomospirella* sp., очень сильно деформированные, и немногочисленный четвертичный бентос. Средний горизонт поздней стадии дегляциации наряду с переотложенной фауной включает четвертичный бентос, соответствующий холодноводным условиям арктического шельфа. В верхнем голоценовом горизонте содержится наиболее богатый комплекс бентосных и единичных планктонных фораминифер.

Осадки, вскрытые колонками меридионального профиля, в частности S2536 и S2540, имеют несколько иной характер и отражают более глубоководные условия и влияние атлантических вод, приносимых Северо-Шпицбергенским течением в северо-западную часть Баренцева моря. Переотложенная мезозойская фауна

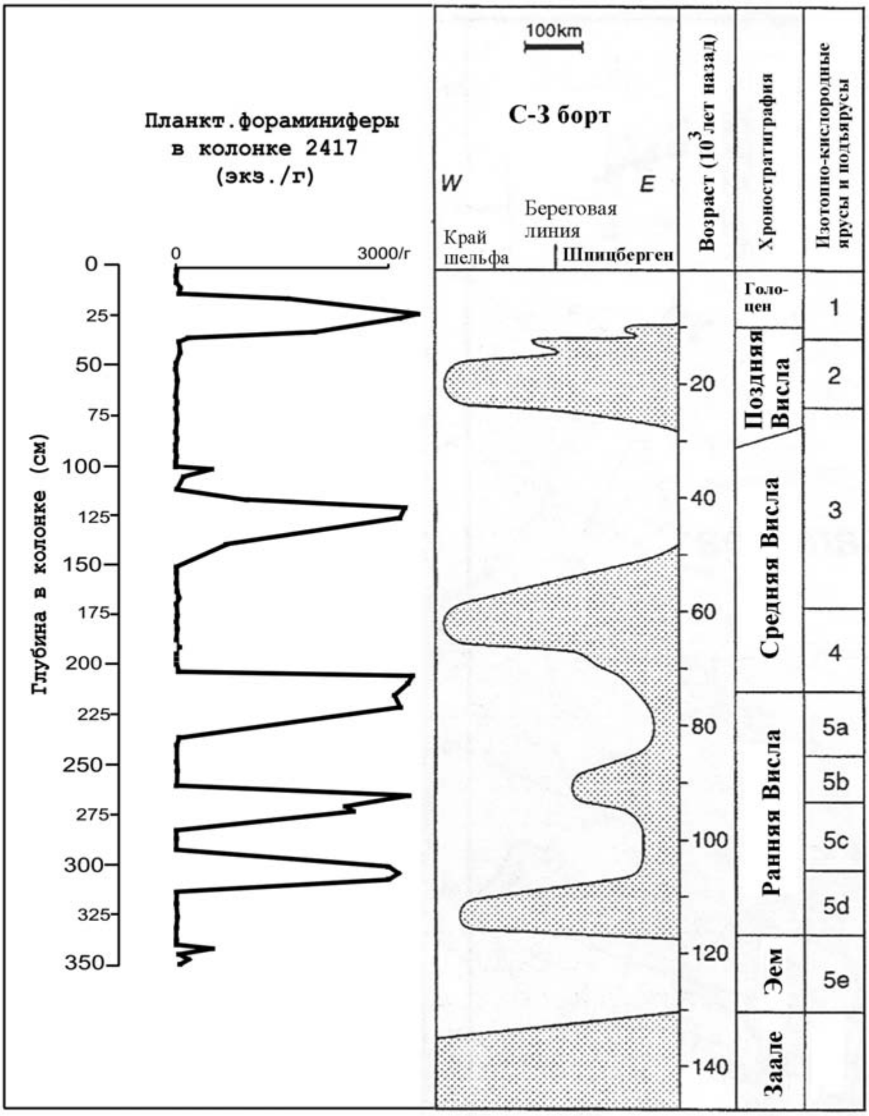


Рис. 4. Корреляция фораминиферовой кривой по колонке 2417 с кривой динамики ледового покрова Шпицбергена (по Mangerud et al., 1998).

в них отсутствует. По фораминиферам выделяется нижний горизонт (S2536, 242–185 см), по-видимому, предшествовавший дегляциации и содержащий тонкозернистые осадки с арктическим планктоном и бентосом (*Cassidulina reniforme, Oridorsalis tener, Nonion labradoricum, Elphidium excavatum* и др.). Средний горизонт (~185–140 см) содержит большое количество IRD и тепловодных бентосных фораминифер – индикаторов атлантических вод (*Bulimina marginata, B. aculeata*). Он отвечает активной стадии дегляциации. Верхний горизонт можно отнести ко второй половине голоцена. Он характеризуется тонкими осадками с обедненной фауной, что соответствует данным из приполярной Атлантики, в том числе и по колонке 2417 с хр. Книповича.

4. Колонка донных отложений Северного полюса

Основным инструментом стратиграфического расчленения в Арктике является циклическая смена литологического состава осадков при вспомогательной роли органических остатков. Главную роль тут играют бентосные фораминиферы, некоторые виды которых могут служить маркерами для расчленения и корреляции. Так, в осадках хребтов Нортвинд, Менделеева и Ломоносова выделяются маркирующие горизонты с *Bulimina aculeata*, *Oridorsalis tener*, *Epistominella exigua* и *Nuttalides umboniferus*, которые отсутствуют в современных осадках полярного бассейна и свидетельствуют об иных гидрологических и климатических условиях, существовавших в прошлом *(Polyak et al., 2004)*. В настоящее время внимание исследователей все больше нацелено на изучение известкового планктона, проникновение которого в арктические моря в плиоцен-четвертичное время связано с изменением океанической циркуляции. До недавнего времени считалось, что ледовый покров является одним из основных неблагоприятных факторов, влияющих на развитие планктонных фораминифер и кокколитофорид в арктических морях.

В результате микропалеонтологического анализа верхнего слоя донных осадков, проведенного нами по разрезу колонки, взятой в точке Северного полюса, установлена самая северная ассоциация известкового планктона, что меняет имеющиеся представления о границах распространения этих стратиграфически важных групп.

Нами изучена колонка донных осадков (50 см), взятая в точке Северного полюса (89°59'10,9" с.ш., 32°19'13,8" в.д.), глубина моря 4165 м (рейс НИС «Академик Федоров», 2007 год, станция AF-2007/1) *(Гусев и др., 2008)*. Микропалеонтологический анализ показал наличие фораминифер во всех образцах и наннофоссилий в отдельных слоях вскрытых осадков. Присутствие представителей известкового планктона в осадках района Северного полюса корректирует имеющиеся представления о границах распространения этих стратиграфически важных групп и о наличии постоянных льдов в этом районе. Находки микрофауны и наннофлоры свидетельствуют, в частности, о том, что с позднеледникового времени и доныне в ледовом покрове периодически возникали полыньи. Резкое увеличение количества микроорганизмов в верхней трети колонки (18–0 см) и дальнейший рост их числа вверх по разрезу фиксирует переход от последнего оледенения к голоцену. Наибольшая концентрация находок наннофоссилий *Emiliania huxleyi, Coccolithus pelagicus, Gephyrocapsa* sp., *Reticulofenestra* spp. и обилие фораминифер в самом верхнем слое (0–2 см) свидетельствует о существенном усилении проникновения теплых атлантических вод в Арктический бассейн в течение последней тысячи лет.

Список литературы

Былинская М.Е., Головина Л.А., Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений северной половины Атлантического океана по известковому планктону. 2002. М.: Научный мир.

Гусев Е.А., Сколотнев С.Г., Александрова Г.Н., М.Е. Былинская и др. Предварительные результаты изучения глубоководных осадков с Северного полюса // Доклады РАН. 2008. 421 (2). С.897–901.

Лаврушин Ю.А. Экстремальные природные события в бассейне Северного Ледовитого океана в последние 60 тысяч лет // Бюлл. Ком. изуч. четв. периода. 2007. № 67. С. 20–33.

Лаухин С.А. О некоторых стратотипах горизонтов верхнего неоплейстоцена Западной Сибири и соотношении их с изотопно-кислородной кривой // Актуальные проблемы неогеновой и четвертичной стратиграфии и их обсуждение на 33-м МГК (Норвегия, 2008 г.). Москва, ГЕОС. 2009. С. 78–83.

Astakhov V. Middle Pleistocene glaciations of the Russian North // Quater. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1285–1311.

Dowdeswell J.A., Elverhoi A., Spielhagen R. Glacimarine sedimentary processes and facies on the Polar North Atlantic margins // Quater. Sci. Rev. 1998. V. 17. P. 243–272.

Mangerud J., Dokken T., Hebbeln D., Heggen B. et al. Fluctuations of the Svalbard–Barents sea ice sheet during the last 150000 years // Quater. Sci. Rev. 1998. V. 17. P. 11–42.

Polyak L., Curry W.B., Darby D.A., et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2004. V. 203. P. 73–93.

Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quater. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1455–1483.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quater. Sci. Rev. 2004. V. 23. P. 1229–1271.

Upper Pleistocene–Holocene stratigraphy of bottom sediments in the Polar Atlantic, northern Barents Sea, and North Pole

M.E. Bylinskaya, L.A. Golovina, E.P. Radionova

1 - Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia

Abstract

This contribution summarizes results of studies obtained by the research team of the Laboratory of Quaternary stratigraphy of Geological Institute RAS in the course of the International Polar Year program (2007-2008). Micropaleontological study of bottom samples from the Norway-Greenland basin, Barents Sea, and the area of the North Pole brought new data on Quaternary stratigraphy and climatic dynamics of the Arctic.

Позднедокембрийско-раннепалеозойская предыстория Западной Арктики (региональногеологический и палеотектонический аспекты)

Н.Б. Кузнецов

Геологический институт РАН, Москва, Россия

Введение

Тектоническая история Арктики в позднем докембрии и фанерозое – это по сути история собирания северной части Вегенеровской Пангеи (поздний докембрий – пермь) и затем ее распада (начиная с триаса и по настоящее время). К настоящему времени среди сторонников плитовой тектоники достигнут консенсус по поводу очередности позднедокембрийских и фанерозойских процессов ассамблирования палеоконтинентов, таких как – Балтика (древний остов Восточно-Европейской платформы – ВЕП), Лаврентия (древний остов Северной Америки), Сибирь (древний остов Сибирской платформы), Казахстанско-Киргизский континент и других крупных континентальных масс в Пангею и ее последующей дефрагментации. Однако в разработке деталей этого эволюционного процесса, особенно для Арктического сектора, который до сих пор остается относительно слабоизученным в связи с труднодоступностью и расположением больших площадей под водой, все еще остается много нерешенных, спорных или недостаточно обоснованных построений. Это касается расшифровки структуры и происхождения обрамлений древних кратонов (включая время и механизмы их формирования), компоновки вре́менных композитных палеоконтинентов, траекторий дрейфа континентальных блоков и островодужных ансамблей, механизмов раскрытия, эволюции, а зачастую и самого существования, разделяющих палеоконтиненты океанических бассейнов и т.д. Все это во многом еще дискуссионные темы, особенно для наиболее ранних этапов предыстории Арктического сектора – позднедокембрийского и раннепалеозойского.

В последнее десятилетие получила широкое признание следующая принципиальная схема последовательности позднедокембрийско-фанерозойских геодинамических событий, которые привели к формированию северной части Пангеи, а затем к ее последующему распаду. В самых общих чертах в изложении автора настоящей статьи эта схема может быть представлена следующим образом. В середине позднего докембрия Балтика вместе с Лаврентией, Сибирью и другими континентальными блоками входила в состав единого реконструируемого на то время суперконтинента Родиния *(Weil et al., 1998)* или Палеопангея *(Piper, 2000)*. Впоследствие (после рубежа ~1 млрд лет) суперконтинент распался, а Балтика, Лаврентия и Сибирь стали изолированными континентами *(Meert, Powell, 2001)*. По мнению некоторых исследователей (например В.Н. Пучков и его единомышленники) в самом конце позднего докембрия Балтика своим уральским краем столкнулась с кадомским краем Гондваны (с образованием коллизионного Кадомского орогена), а несколько позднее (в конце кембрия – начале ордовика) опять отделилась от Гондваны *(Пучков, 2000)*. В других работах *(Gee, Pease, 2004; Kostyuchenko et al., 2006; Lorenz et al., 2008 и др.)* полагается, что в позднем докембрии Тиманская окраина Балтики поэтапно наращивалась за счет причленения к ней разнородных блоков и террейнов, реликты которых в настоящее время слагают фундамент Печорского бассейна и прилегающих шельфовых областей Печорского и Баренцева морей (см. далее рис. 5). Позднее, в среднем палеозое (силур) Лаврентия столкнулась с Балтикой с образованием орогена Скандинавско-Гренландских каледонид *(Higgns et al., 2004)* и возникновением каледонского композитного континента Лаввруссия (Laurussia) *(Cocks, Torsvik, 2005*). В позднем палеозое в результате столкновения Лавруссии и Сибирско-Казахстанско-Киргизского каледонского композитного континента закрылся Палеоуральский океан (уральский орогенез на восточном крае той части Лавруссии, которая некогда была Балтикой). Формирование Пангеи закончилось в конце палеозоя, когда континентальные массы приняли наиболее компактную конфигурацию, после чего начался этап дезинтеграции суперконтинента.

Многие положения изложенной схемы к настоящему времени вполне надежно обоснованы комплексом геолого-геофизических данных. Однако некоторые моменты, касающиеся эволюции западного сектора современной Арктики в позднем докембрии и в самом начале палеозоя, по существу, ничем не подкреплены.

По периферии современных океанических бассейнов Арктики располагаются разновеликие блоки коры континентального типа (рис. 1). Это такие блоки как – Баренция (Большеземельская часть Тимано-Печорского региона, архипелаги Новая Земля и Земля Франца Иосифа и прилегающие к ним части шельфа восточной части Баренцева моря), Шпицбергенский блок (архипелаг Свальбард и прилегающие к нему части шельфа западной части Баренцева моря), Карский блок (север Таймыра и архипелаг Северная Земля и прилегающие к ним части шельфа Карского моря), Чукотский бордерленд(?), Аляскинско-Чукотский блок – северная, к северу от хребта Брукса, часть Аляски, северная Чукотка, о. Врангеля и прилегающие к ним части шельфа Чукотского моря, Новосибирский блок (Новосибирские острова и прилегающие к ним шельфы Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых), а также небольшие блоки, расположенные к северу от Иннуитского складчатого пояса на самом севере Гренландии (Земля Пири и о-ва Элсмир и Аксель-Хайберг). Недавними геолого-геофизическими исследованиями *(Кабаньков и др., 2004, Поселов и др., 2007* и ссылки в этих работах) было доказано, что кора хребтов Ломоносова, Альфа и Менделеева характеризуется мощностью и сейсмическими скоростями, позволяющими трактовать эти блоки как континентальные.

Комплексы, слагающие все эти блоки, до самого недавнего времени оставались чрезвычайно слабо и неравномерно изученными. Однако даже неполных и весьма разрозненных сведений академику Н.С. Шатскому было достаточно для того, чтобы еще в 30-х годах XX века предположить, что все эти перечисленные блоки являются фрагментами некогда единого древнего массива с корой континентального типа – Гипербореи. Позднее, уже на плитотектонической основе представления о древнем (додевонском) континенте, реликты которого сейчас рассеяны в Арктике, получили развитие в работах Л.П. Зоненшайна и его соавторов *(Зоненшайн и др., 1987, 1990; Зоненшайн, Натапов, 1987)*. Эти исследователи провели первые палинспастические ре-

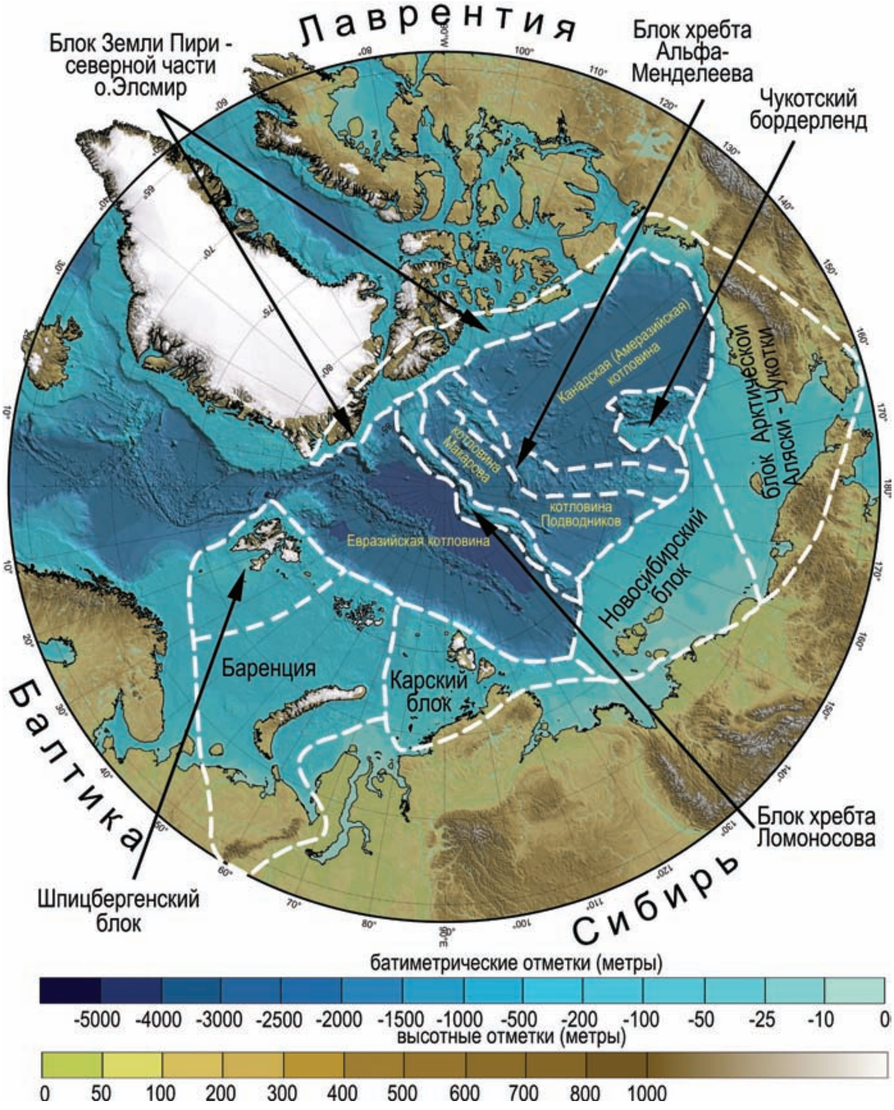


Рис. 1. Блоки древней допалеозойской континентальной коры в Арктике (оконтурены белыми пунктирными линиями). Надписи «Балтика», «Сибирь» и «Лаврентия» по краю рисунка маркируют примерное положение соответствующих древних палеоконтинентов в структуре современных континентов. В качестве основы использована батиметрическая карта http: // www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/images /IBCAO_ver1map_letter.cdr.

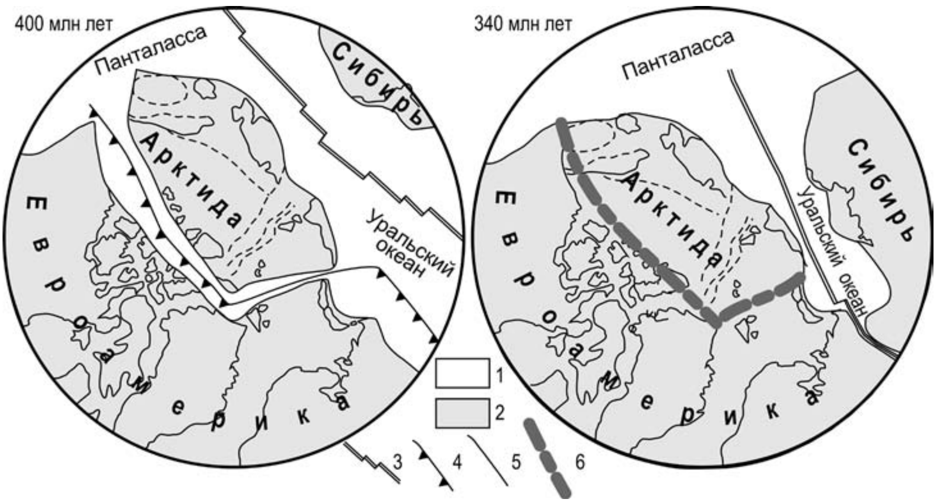


Рис. 2. Первые палеотектонические реконструкции Арктиды, из (Зоненшайн и др., 1990) с упрощениями. 1 – океаны; 2 – «континенты»; 3 – зоны спрединга; 4 – зоны субдукции; 5 – трансформные зоны; 6 – сутуры (шовные зоны).

конструкции континента, «закрыв» мезозойско-кайнозойские океанические бассейны (котловины Канадскую, Евразийскую, Подводников и Макарова), дали ему название – Арктида и полагали, что до среднего палеозоя он существовал как независимый изолированный крупный массив с континентальной корой (рис. 2). При этом авторы этих построений в Арктиду не включали Баренцию и Шпицбергенский блок. Л.П. Зоненшайн и его соавторы считали, что во второй половине девона Арктида столкнулась с Иннуитским краем Лаврентийской части Евроамерики (Лавруссии), с образованием Иннуитского складчатого пояса, и по Новоземельско-Североземельской сдвиговой зоне пришла в соприкосновение с Баренцево-Новоземельским краем Балтийской части Евроамерики (Лавруссии).

Последнее десятилетие знаменовалось бурным ростом новых знаний по различным аспектам геологии Арктики и сопредельных регионов, что позволило предложить обновленные плитотектонические реконструкции ранней предистории Арктики с участием палеоконтинента Арктида – «АВС-концепция» (Arctida-Baltica collision) *(Борисова и др., 2001, 2003; Кузнецов и др., 2005а,б; Kuznetsov et al., 2007 и др.)*, при этом в отличие от реконструкции Л.П. Зоненшайна с соавторами в новой реконструкции в палеоконтинент Арктида включены Баренция и Шпицбергенский блоки (рис. 1 и 3А). Ключевым моментом «АВС-концепции» является произошедшая на временном рубеже позднего докембрия и кембрия (или в самом начале кембрия) коллизия двух континентов – Балтики и Арктиды (рис. 1 и 3Б). В зоне столкновения континентов образовался коллизионный ороген Протоуралид-Тиманид, спаявший Балтику и Арктиду во вре́менный композитный палеоконтинент Аркт-Европа. Реликты этого орогена в настоящее время являются частями фундамента региона, протягивающегося с юга на север от Печорского бассейна (включая западный склон Полярного и Приполярного Урала) до архипелага Свальбард, а с запада на восток от северной кромки Кольского п-

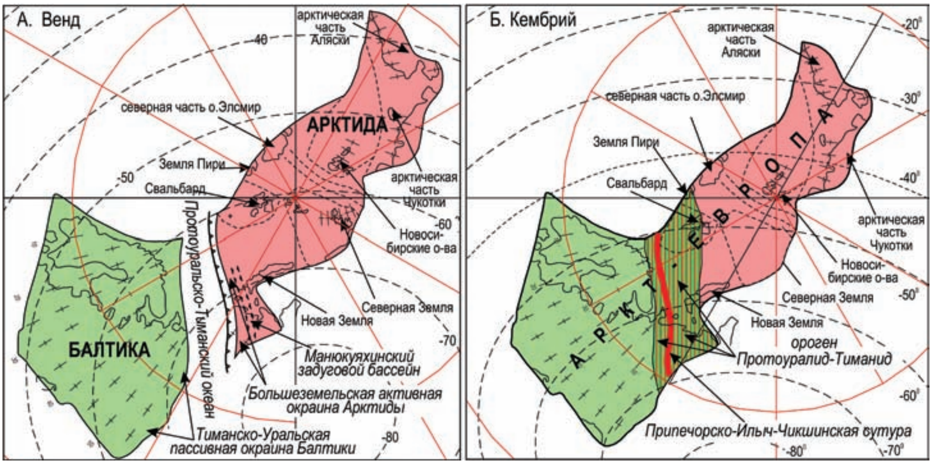


Рис. 3. Палеотектоническая реконструкция для венда (А) и кембрия (Б) по (Борисова и др., 2001, 2003; Кузнецов и др., 2005а,б, 2006; Кузнецов, 2009а,в; Kuznetsov et al., 2007), с добавлениями.

ова и юго-западного ограничения Тимана до центральной части архипелага Новая Земля (рис. 4).

В результате геолого-геофизических исследований по программам Международного Полярного года (МПГ), а также некоторых специализированных арктических программ, предшествующих МПГ, произошел существенный прирост новых данных по разным аспектам строения всего Арктического региона и, в том числе, для распространенных в обозначенном регионе позднедокембрийских, палеозойских и раннемезозойских комплексов. Полученные новейшие данные, касающиеся структурных характеристик позднедокембрийских комплексов северо-восточного обрамления ВЕП *(Кузнецов, 2008)*, обоснования возраста базальных уровней палеозойского разреза на Свальбарде *(Кузнецов, 2009б,в; Кузнецов и др., 2009б)*, изучения изотопно-геохронологических и изотопно-геохимических характеристик детритных цирконов из некоторых кластогенных толщ позднего докембрия и нижнего палеозоя Свальбарда, Тимана и Полярного Урала *(Кузнецов и др., 2009а,в, 2010)*, а также учет данных, полученных в самое последнее время по другим регионам Арктики отечественными *(Метелкин и др., 2000; Кабаньков и др., 2004; Поселов и др., 2007; Кораго и др., 2009 и др.)* и зарубежными исследователями *(Miller et al., 2006, 2009; Lorenz et al., 2008; Nikoll et al., 2009; Pease, Scott; 2009; Amato et al., 2009 и др.)*, дают возможность развивать доказательную базу «АВС-концепции» на гораздо более высоком уровне.

Поскольку проблема Арктиды/Гипербореи является ключевой для понимания ранней предыстории Арктики, в настоящей статье собраны новейшие (появившиеся в самые последние годы и в том числе полученные в ходе работ по программам МПГ) данные по Западной Арктике и в меньшей степени по некоторым другим районам Арктики, послужившие основой разработки и обоснования «АВС-концепции», а также вытекающего из нее пересмотра общепринятого сценария самого раннего (начального) этапа собирания северной части Вегенеровской Пангеи.

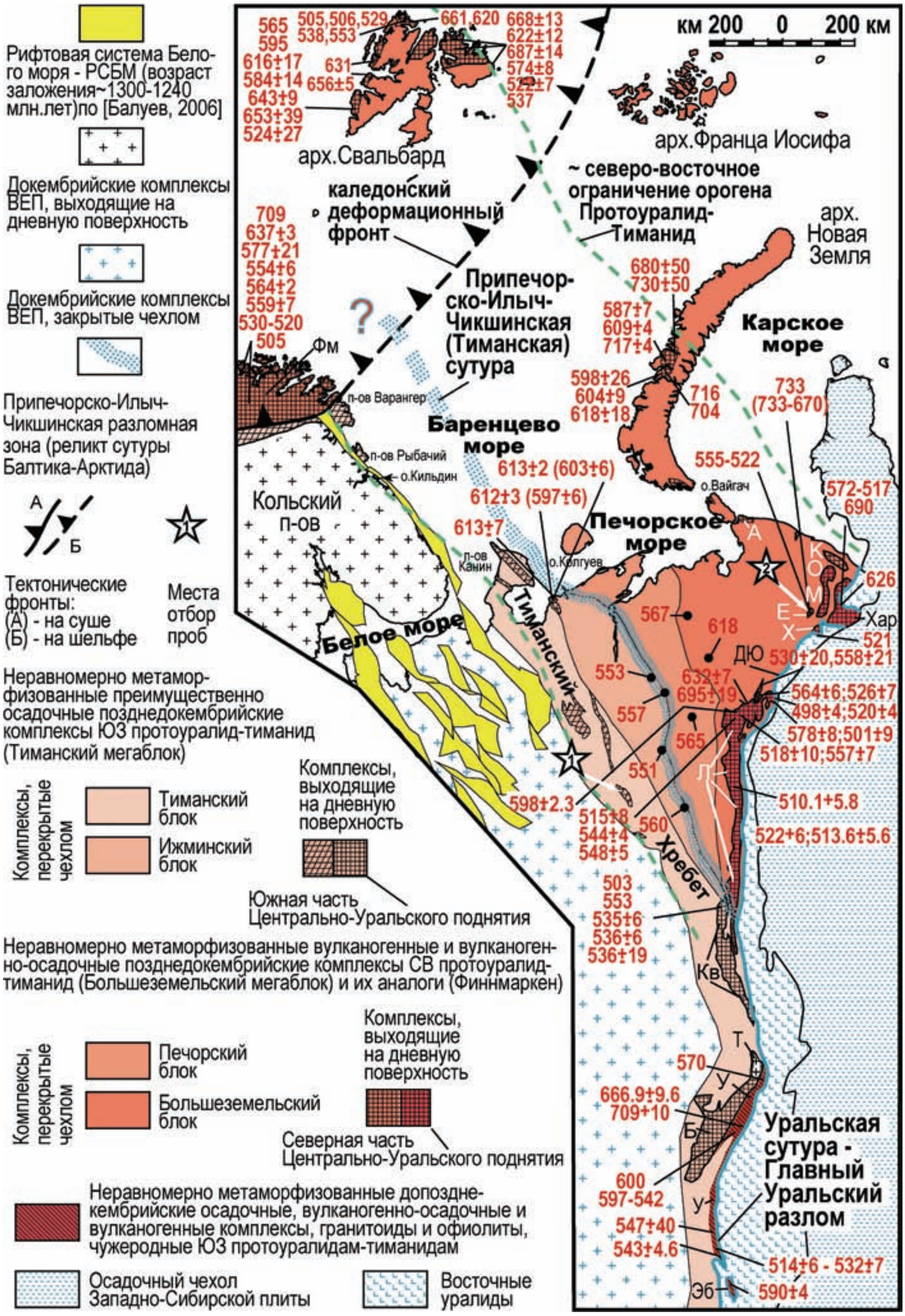

Рифтовая система Белого моря - РСБМ (возраст заложения~1300-1240 млн.лет)по [Балуев, 2006]
Докембрийские комплексы ВЕП, выходящие на дневную поверхность
Докембрийские комплексы ВЕП, закрытые чехлом
Припечорско-Илыч-Чикшинская разломная зона (релікт сутуры Балтика-Арктида)
А
Б
1
Тектонические фронты:
(А) - на суше
(Б) - на шельфе
Места отбор проб
Неравномерно метаморфизованные преимущественно осадочные позднедокембрийские комплексы ЮЗ протоуралид-тиманид (Тиманский мегаблок)
Комплексы, перекрытые чехлом
Тиманский блок
Ижминский блок
Комплексы, выходящие на дневную поверхность
Южная часть Центрально-Уральского поднятия
Неравномерно метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные позднедокембрийские комплексы СВ протоуралид-тиманид (Большеземельский мегаблок) и их аналоги (Финнмаркен)
Комплексы, перекрытые чехлом
Печорский блок
Большеземельский блок
Комплексы, выходящие на дневную поверхность
Северная часть Центрально-Уральского поднятия
Неравномерно метаморфизованные допозднекембрийские осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы, гранитоиды и офиолиты, чужеродные ЮЗ протоуралидам-тиманидам
Осадочный чехол Западно-Сибирской плиты
Восточные уралиды
км 200 0 200 км
565
595
616±17
584±14
643±9
653±39
524±27
505,506,529
538,553
631
656±5
661,620
668±13
622±12
687±14
574±8
522±7
537
арх.Свальбард
арх.Франца Иосифа
каледонский деформационный фронт
~ северо-восточное ограничение орогена Протоуралид-Тиманид
арх. Новая Земля
709
637±3
577±21
554±6
564±2
559±7
530-520
505
Фм
?
Припечорско-Илычско-Чикшинская (Тиманская) сутура
680±50
730±50
587±7
609±4
717±4
598±26
604±9
618±18
716
704
Карское море
733
(733-670)
п-ов Варангер
Баренцево море
п-ов Рыбачий
о.Кильдин
555-522
о.Вайгач
613±2 (603±6)
612±3 (597±6)
572-517
690
Кольский п-ов
613±7
Печорское море
п-ов Канин
о.Колгуев
А
2
К
О
М
Е
Х
626
Хар
Белое море
Тиманский
567
618
521
553
632±7
695±19
ДЮ
530±20,558±21
564±6;526±7
498±4;520±4
557
565
578±8;501±9
518±10;557±7
1
551
Л
598±2.3
510.1+5.8
515±8
544±4
548±5
560
522+6;513.6±5.6
Хребет
503
553
535±6
536±6
536±19
Кв
Т
570
У
666.9±9.6
709±10
Б
Уральская сутура - Главный Уральский разлом
600
597-542
У
547±40
543±4.6
514±6 - 532±7
Эб
590±4

Рис. 4.

Рис. 4. Некоторые тектонические элементы восточной и северо-восточной периферии ВЕП и западного сектора Российской Арктики и изотопные возраста (в млн. лет) вулканитов, гранитоидов и метаморфических пород (красные цифры), участвующих в строении комплексов протоуралид-тиманид (использованы данные: Кораго, Чухонин, 1984, 1988; Никифоров, Калеганов, 1991; Русин, 1996; Андреичев, Юдович, 1999; Андреичев, Ларионов, 2000; Андреичев, 2003; Кузенков и др., 2004; Шишкин и др., 2004; Соболева, 2004; Соболева и др., 2004, 2005; Кораго, Тимофеева, 2005; Удоратина и др., 2005; Андреичев, Литвиненко, 2007; Кузнецов, Удоратина, 2007; Gayer et al., 1966; Ohta, 1992; Manechki et al., 1997; Gee et al., 2000; Khain et al., 2003; Glodny et al., 2004; Korago et al., 2004; Beckholmen, Glondy, 2004; Remizov, Pease, 2004; Leech, Willingshofer, 2004; Johansson et al., 2004; Larionov et al., 2004; Larionov, Teben'kov 2004; Majka et al., 2007a,b, 2008; Samygin et al., 2007).
Эб – Эбетинское поднятие, Б – Башкирское поднятие (Т – Тараташский выступ в пределах Башкирского поднятия), У – поднятие Уралтау, Кв – Кваркушский антиклинорий, Л – Ляпинский антиклинорий, ДЮ – район Дзеля-Ю Х – Хараматалоуское поднятие, Е – Енганэпэйский выступ, М – Манитанырдский выступ, Хар – Харбейский выступ, О – Оченырдское поднятие, К – Карский выступ, А – Амдерминский выступ, Фм – Финнмаркен.

Предпозднекембрийские комплексы восточного и северо-восточного обрамления ВЕП – реликты кембрийского орогена Протоуралид-Тиманид

В строении восточного (Уральского) и северо-восточного (Тимано-Печорско–Баренцевоморского) складчатого обрамления ВЕП принимают участие, в числе прочего, позднедокембрийско-среднекембрийские образования. На западном Урале они именуются протоуралидами (или иногда – доуралидами). Протоуралиды перекрыты позднекембрийско-позднепалеозойскими толщами преимущественно осадочных пород (уралидами) и выступают из-под них в виде протяженной цепи антиклинориев, в совокупности образующих Центрально-Уральское поднятие (рис. 4). По особенностям состава, строения и степени преобразования протоуралиды разделены на два типа – южные и северные протоуралиды. Протоуралиды южного типа представлены позднедокембрийскими толщами преимущественно осадочных пород, обнажающимися в ядре Башкирского поднятия и Кваркушского антиклинория *(Маслов и др., 2002; Maslov, 2004* и ссылки в этих работах). В противоположность этому в строении протоуралид северного типа заметную (а в некоторых случаях весьма существенную) роль играют неравномерно метаморфизованные позднедокембрийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, позднедокембрийско-среднекембрийские гранитоиды и (редко) офиолиты. Этими образованиями сложены Ляпинский антиклинорий, Хараматалоуское поднятие, Собское поднятие (включающее Енганэпэйский, Манитанырдский и Харбейский выступы), а также Оченырдское поднятие *(Мизин, 1988; Белякова, Степаненко, 1991; Душин, 1997; Scarrow et al., 2001; Remizov, Pease, 2004; Кузнецов и др., 2005а,б; Kuznetsov et al., 2007).*

В пределах северо-восточного (Тимано-Печорско–Баренцевоморского) складчатого обрамления ВЕП образования (комплексы и структуры), в целом одновозрастные комплексам протоуралид Уральского региона, называются тиманидами. Тиманиды и их возрастные аналоги выступают на дневную поверхность из-под комплексов фанерозойского чехла лишь в некоторых трудно доступных районах Тиманского хребта и п-ова Канин, о. Кильдин, п-ов Средний, Рыбачий и Варангер, хребта Пайхой (Югорский полуостров), на севере о. Вайгач, на островах архипелагов Новая Земля и Свальбард (рис. 4). В остальных местах региона они скрыты под мощным комплексом фанерозойских отложений и лишь в отдельных случаях вскрыты глубокими скважинами. По структурно-вещественному принципу тиманиды отчетливо разделяются на образования юго-западного и северо-восточного типа. Тиманиды юго-западного типа сложены позднедокембрийскими осадочными породами, обнажающимися на Тимане, на п-ове Канин, на острове Кильдин и на полуостровах Средний, Рыбачий и Варангер *(Маслов и др., 2002)*. Кроме того, они участвуют в строении притиманской части фундамента Печорской плиты (Ижемский блок фундамента плиты), а также в строении акустического фундамента шельфа Баренцева моря, в той его части, которая прилегает к Кольскому полуострову и полуострову Канин. В противоположность им в строении тиманид северо-восточного типа участвуют наряду с позднедокембрийскими осадочными породами одновозрастные им образования вулканогенного и вулканогенно-осадочного состава. Комплексы тиманид северо-восточного типа неравномерно метаморфизованы и интрудированы позднедокембрийско-среднекембрийскими гранитоидами. Эти комплексы представлены в пределах нескольких структурных выступов, расположенных на хребте Пайхой *(Тимонин и др., 2004)*, на севере о. Вайгач, в южных частях Южного и Северного островов Новой Земли *(Кораго, Тимофеева, 2005, Korago et al., 2004* и ссылки в этих работах) и в выступах структурного основания Свальбарда *(Кузнецов, 2009б,в* и ссылки в этих работах). Кроме того, судя по данным бурения и геофизическим материалам, тиманиды северо-восточного типа участвуют в строении северо-восточной части фундамента Печорской плиты (Большеземельский мегаблок фундамента плиты) *(Довжикова, 2007)* и акустического фундамента шельфа Баренцева моря между архипелагами Свальбард и Новая Земля *(Шаров и др., 2005)*. Граница между ареалами развития тиманид юго-западного и северо-восточного типа проводится по отчетливо выраженной в потенциальных полях Припечорско-Илыч-Чикшинской зоне разломов фундамента Печорской плиты, а также северо-западному и юго-восточному продолжению этой разломной зоны в пределы шельфа Баренцева моря и на Урал, соответственно (рис. 5).

Со времен работ Н.С. Шатского, В.С. Журавлева, Н.П. Хераскова и А.С. Перфильева 40-х–60-х годов XX века было подмечено, что комплексы, которые предлагается называть как «южные протоуралиды», непрерывно прослеживаются в структуры Тимана и притиманской части фундамента Печорской плиты, т.е. было показано, что южные протоуралиды и юго-западные тиманиды являются возрастными и вещественными эквивалентами *(Журавлев, Гафаров, 1959; Шатский, 1946; Херасков, Перфильев, 1963)*. При этом они резко отличаются от одновозрастных комплексов северных частей Западного Урала и сопредельных с ними структур северо-восточной части фундамента Печорской плиты, т.е. северных протоуралид и северо-восточных тиманид, которые между собой

Рис. 5. Фрагменты (А) гравитационной (аномалии Буге) и (Б) магнитной карт для северо-востока ВЕП и её северо-восточного обрамления. Использованы данные: (А) – сайт ftp: // topex.ucsd.edu/pub/global_grav_1min; (Б) – компиляция С.Ю.Соколова по [Jorgensen, 1995]. Пунктирные контуры – Колгуевская (1) и Харейверская (4) антиформы; точечные контуры – Харьягинская (2), Шарьинско-Макарьевская (3) и Верхнеадзьвинская (5) синформы в структуре фундамента Печорской плиты.

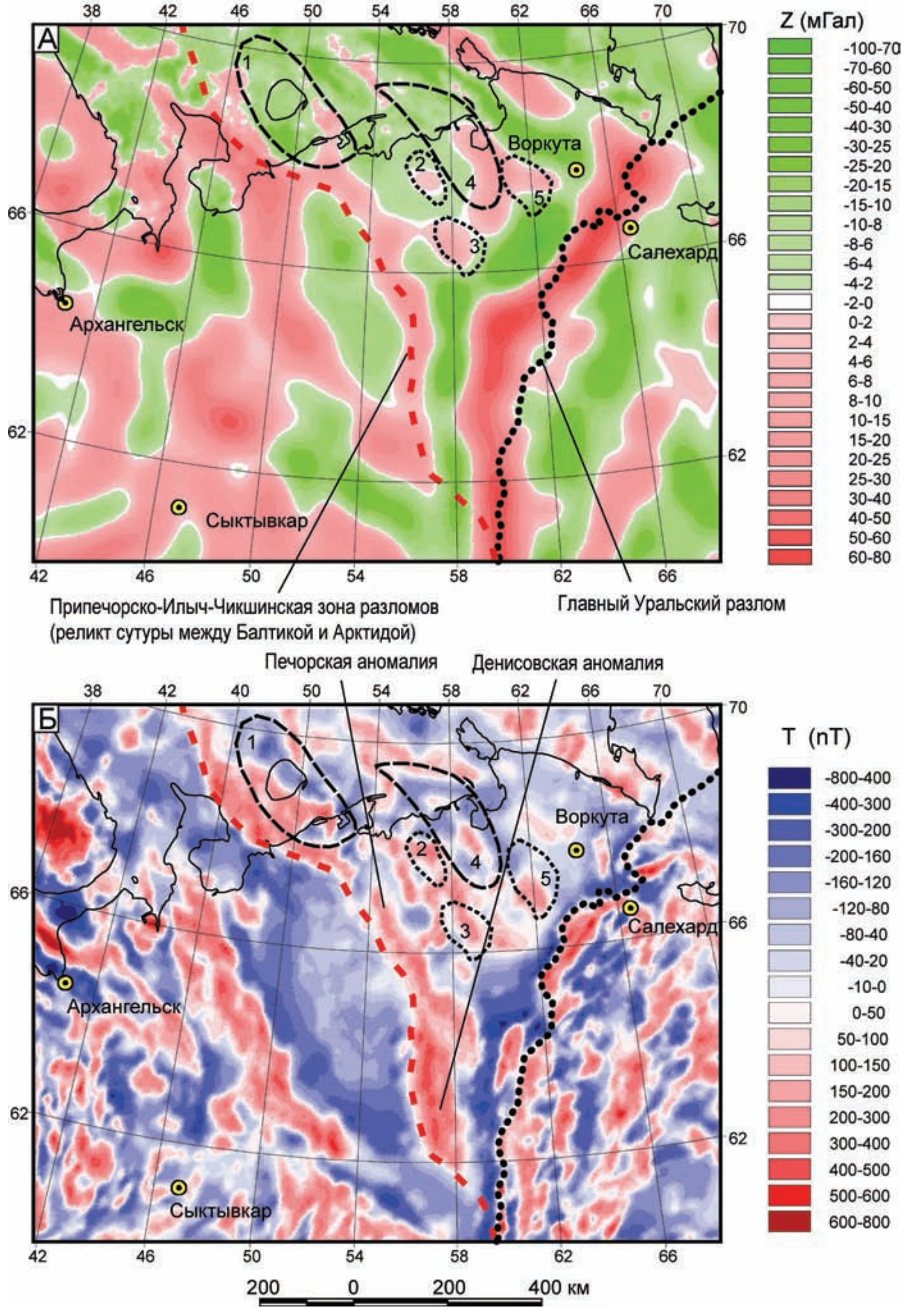

А
Б
Z (мГал)
-100-70
-70-60
-60-50
-50-40
-40-30
-30-25
-25-20
-20-15
-15-10
-10-8
-8-6
-6-4
-4-2
-2-0
0-2
2-4
4-6
6-8
8-10
10-15
15-20
20-25
25-30
30-40
40-50
50-60
60-80
T (nT)
-800-400
-400-300
-300-200
-200-160
-160-120
-120-80
-80-40
-40-20
-10-0
0-50
50-100
100-150
150-200
200-300
300-400
400-500
500-600
600-800
Воркута
Салехард
Архангельск
Сыктывкар
1
2
3
4
5
38
42
46
50
54
58
62
66
70
66
62
Припечорско-Илыч-Чикшинская зона разломов
(реликт сутуры между Балтикой и Арктидой)
Главный Уральский разлом
Печорская аномалия
Денисовская аномалия
200
0
200
400 км

Рис. 5.

также являются возрастными и вещественными эквивалентами. По существу протоуралиды Западного Урала являются тиманидами, вовлеченными в герцинский тектогенез. Поэтому позднедокембрийско-среднекембрийские образования Западного Урала и Тимано-Печорско–Баренцевоморского региона в совокупности именуются протоуралидами-тиманидами.

Опираясь на представления о попарном тождестве южных протоуралид и юго-западных тиманид с одной стороны и северных протоуралид и северо-восточных тиманид с другой, еще в 60-х годах XX века некоторые исследователи сформулировали вывод о том, что эти пары комплексов (соответственно, протоуралиды-тиманиды юго-западного и северо-восточного типа) первоначально принадлежали совершенно разным палеоструктурам *(Херасков, Перфильев, 1963)*. Эти идеи, особенно в той их части, которая касается протоуралид-тиманид юго-западного типа (южных протоуралид и юго-западных тиманид), в последние годы получили развитие и продолжение в работах *(Маслов и др., 2002, 2006; Любцов и др., 1989, 1998; Оловянишников, 1998; Siedlecki, 1980; Maslov, 2004 и др.)*, где показано, что протоуралиды юго-западного типа маркируют собой единую палеоструктуру – протяженную и длительно развивавшуюся пассивную Тиманско-Уральскую окраину континента Балтика.

Однако, эти представления о пассивном режиме Тиманско-Уральской окраины Балтики в течение всего позднего докембрия не получили еще полного признания. В частности, во многих статьях двух крупных монографических сборников, подводящих итоги более чем 10-летних работ по программам международного проекта EUROPROBE, Тиманская окраина Балтики в позднем докембрии интерпретируется как аккреционная окраина, то есть как наращиваемая последовательно шаг-за-шагом за счет причленения разнородных литосферных блоков – островных дуг, микроконтинентов, фрагментов литосферы бассейнов с корой океанического типа и т.п. Например, в работах *(Костюченко, 2005; Костюченко и др., 2006; Kostyuchenko et al., 2006 и др.)* позднедокембрийское развитие Тиманского края Балтики интерпретируется как дискретно перманентное наращивание за счет причленения к нему разнородных терреинов, прибывающих из Тиманского океана. То есть, в настоящее время тот факт, что в комплексах протоуралид-тиманид северо-восточного типа широко представлены реликты поздненеопротерзойских и раннепалеозойских орогенических событий (на что указывает высокая степень деформаций, метаморфизма и широкое распространение гранитоидных комплексов и т.п.), уже никем не ставится под сомнение. Но природа орогении/орогений разными исследователями трактуется по-разному.

Большинство современных исследователей трактуют допозднекембрийско-раннеордовикскую эволюцию как аккреционную не только для Тиманского края Балтики, но и всего Западного Урала и Тимано-Печорско–Баренцевоморского региона *(Gee, Pease, 2004; Костюченко, 2005; Костюченко и др., 2006; Kostyuchenko et al., 2006; Lorenz et al., 2008 и др.)*. В противоположность этим доминирующим сейчас представлениям автор настоящей статьи развивает представления о том, что развитые в разных частях западного Урала и Тимано-Печорско–Баренцевоморского региона позднедокембрийские и (?) ранне-среднекембрийские комплексы формировались в основном в пределах позднедокембрийских окраин двух разных континентов: юго-западные протоуралиды-тиманиды на пассивной Тиманско-Уральской окраине Балтики, а северо-восточные протоуралиды-тиманиды на активной Большеземельской окраине Арктиды и в зоне коллизии Балтики и Арктиды.

Изотопные возраста комплексов протоуралид-тиманид Западного Урала и Тимано-Печорско–Баренцевоморского региона

В настоящее время имеется уже достаточно большой объем изотопно-геохронологической информации по магматическим и метаморфическим породам из комплексов протоуралид-тиманид северной части Западного Урала и Тимано-Печорско–Баренцевоморского региона (рис. 4), т.е. комплексов, по мнению автора представляющих в современной структуре восточного и северо-восточного обрамления ВЕП реликты кембрийского орогена Протоуралид-Тиманид. Кристаллические породы комплексов протоуралид-тиманид отдатированы K/Ar и Ar/Ar методами, Rb/Sr изохронным методом, различными вариантами методов цирконового изотопного датирования, а также датированием по монациту. В течение последнего десятилетия автор настоящей статьи совместно с коллегами из ИГ КНЦ УрО РАН (А.А. Соболевой, О.В. Удоратиной и К.В. Куликовой) принимал участие в работах по целенаправленному датированию гранитоидных образований протоуралид-тиманид северных районов Западного Урала *(Кузнецов и др., 2005а,б; 2006)*. Все известные на сегодняшний день результаты изотопного датирования магматических и метаморфических пород комплексов протоуралид-тиманид и их возрастных аналогов сведены на Рис. 4. Изотопные возраста доордовикских гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканогенных и метаморфических пород Тимано-Печорско–Баренцевоморского региона и северных районов Западного Урала охватывают временной диапазон приблизительно от 730 до 500 млн лет, т.е. от позднего рифея до рубежа среднего и позднего кембрия (рис. 6.).

К настоящему времени усилиями главным образом Л.В. Махлаева и А.А. Соболевой (ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар) достигнуты значительные успехи в генетической типизации гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканогенных пород Западного Урала и сопряженных с ним частей Тимано-Печорско–Баренцевоморского региона *(Махлаев, 1996; Соболева, 2004; Соболева и др. 2004, 2005; Кузнецов и др., 2005а,б)*. В соответствии с этой типизацией, в самом начале этого временного интервала (730–670 млн лет) формировались преимущественно граниты М-типа. Примером этого типа гранитоидного магматизма служат гранитоиды Манюкуяхинской полосы меланжа на севере поднятия Енганэ-Пэ (Полярный Урал) *(Scarow et al., 2001; Соболева и др., 2008)*. Начиная с рубежа ~700 млн лет и до ~510 млн лет формировались гранитоиды I-типа и ассоциирующие с ними вулканические серии *(Соболева, 2004)*, которые считаются индикаторами геодинамических обстановок активной континентальной окраины и/или зоны коллизии. Для этих обстановок характерен рост и утолщение континентальной коры и по отношению к коре континентального типа они являются конструктивными. Мы полагаем, что в ранних эпизодах гранитоиды I-типа и ассоциирующие с ними вулканические серии образовывались на активной континентальной окраине, а в поздних завершающих эпизодах – в зоне коллизии двух континентов *(Кузнецов и др., 2005а,б 2006; Kuznetsov et al., 2007)*. Судя по очень отрывочным и пока все еще весьма ненадежным данным, в интервале от ~625 до ~510 млн лет внедрялись граниты S-типа, которые считаются маркерами анатексиса континентальной коры и часто встречаются в зонах континентальной коллизии. А во временном интервале ~565–500 млн лет формировались бимодальные габ-

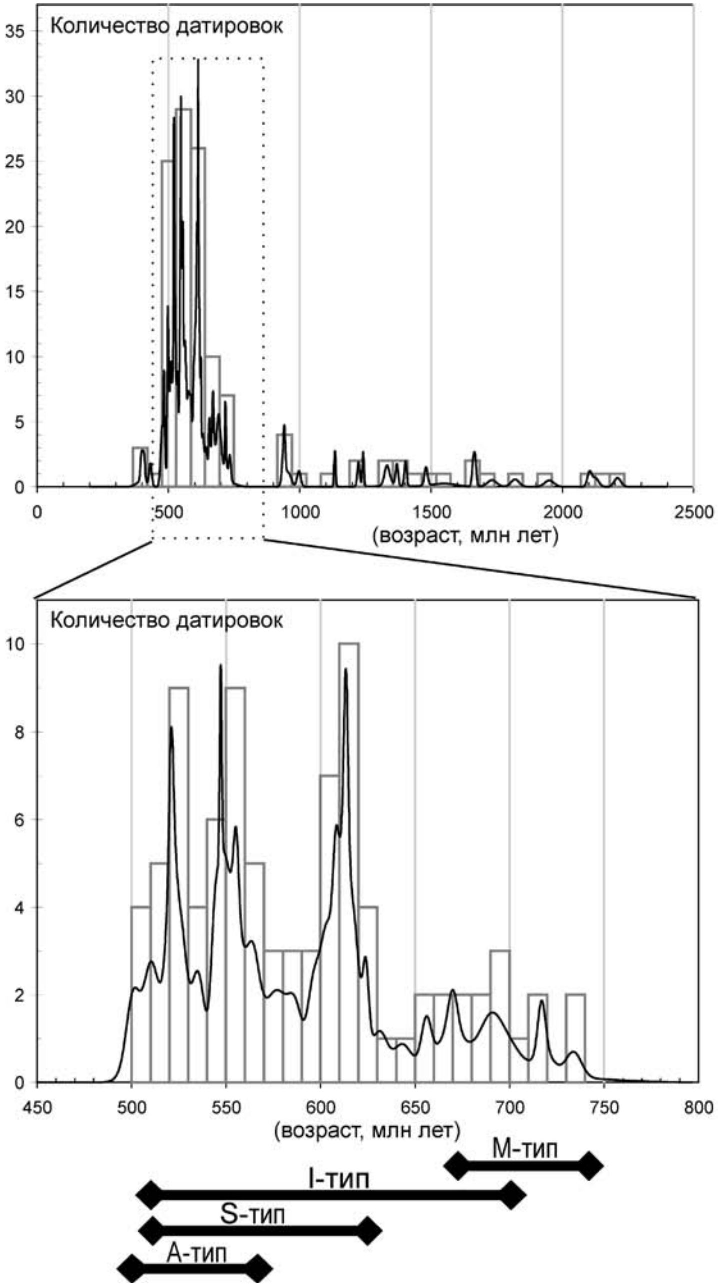


Рис. 6. График частот «встречаемости» возрастов кристаллических пород (гранитоидов, вулканитов, метаморфитов), участвующих в строении комплексов протоуралид-тиманид северо-восточного типа.

бро-гранитные и базальт-риолитовые ассоциации, частью которых являются гранитоиды и кремнекислые вулканиты А-типа. Магматизм этого типа является индикатором деструктивных по отношению к коре континентального типа геодинамических обстановок (пост-коллизионный коллапс орогенов, зоны растяжения коры различного типа и т.п.). Бимодальные ассоциации, как правило, формируются в областях подъема горячих глубинных базитовых магм по глубинным разломам. Они прогревают сиалическое коровое вещество в прилежащих к разломам областях и там образуются кремнекислые расплавы, родоначальные для гранитоидов и кремнекислых вулканитов А-типа. Поэтому граниты А-типа часто формируют вытянутые интрузивные массивы (Лемвинский, Тынагодский, Кулемшорский и др.), приуроченные к линейным тектоническим зонам. Выплавление бимодальных ассоциаций началось на фоне заключительных эпизодов формирования гранитоидов I- и S-типа.

Следует отметить, что пространственное распределение (рис. 4) известных к настоящему времени изотопных возрастов магматических и метаморфических комплексов, относимых к надсубдукционным/коллизионным обстановкам, плохо согласуется с представлениями об «аккреционном» стиле строения Тимано-Печорско–Баренцевоморской окраины Балтики и севера Западного Урала. И, действительно, при длительно протекающей аккреции должно было бы наблюдаться общее омоложение возрастов магматитов надсубдукционной природы (гранитоидов I-типа и родственных им вулканитов) по направлению от внутренних к внешним частям аккреционной окраины континента. Таким образом в возрастах магматитов, связанных с надсубдукционным магматизмом, должен был бы проявиться тренд их омоложения от внутренних частей «аккреционного» пояса Тиманид (Протоуралид-Тиманид) к его внешним частям, чего не наблюдается в действительности. Более того, в фундаменте Печорской плиты в полосе, приближенной к Припечорско-Илыч-Чикшинской сутуре, т.е. в наиболее «глубоко» в сторону континента расположенных частях протуралид-тиманид, фиксируются наиболее молодые возраста гранитоидов I-типа. В то же время, общий характер пространственного распределения датировок, а также учет того факта, что наиболее молодые гранитоиды этого типа, располагаются наиболее глубоко внутри континента, хорошо согласуется с коллизионным сценарием. Более того, смены типов М-, S- и А- гранитоидного магматизма во времени и в пространстве (рис. 6) в целом согласуются с реконструируемым геодинамическим сценарием коллизии Балтики и Арктиды и с другими геолого-геофизическими данными. Так, граниты М-типа выплавлялись на доколлизионном этапе в задуговом (Манюкуяхинском) бассейне на окраине Арктиды, граниты S-типа – во время коллизии, а А-типа – на заключительных коллизионных и пост-коллизионных стадиях. При этом коллизионные граниты располагаются поблизости от осевой зоны орогена Протоуралид-Тиманид.

В отдельных случаях акцессорные цирконы из протоуральских метаморфических пород и гранитоидов I- и S-типа содержат внутри себя ксеногенные ядра (inherited cores) древних цирконов. Например, в гранитах Вангырского массива установлено унаследованное цирконовое ядро с возрастом 1224±9 млн лет *(Кузнецов, Удоратина, 2007)*. Возраста унаследованных цирконовых ядер с возрастами в диапазоне от ~0.9 до ~2.7 млрд лет установлены в гранитоидах фундамента Печорской плиты *(Gee et al., 2000)*. В гранитах из кластов в диамиктитах мыса Линнея (Земля Норденшельда, средняя часть западного побережья о. Шпицберген) – получены возраста 937±10 млн лет (4 анализа), 1448±340 и 1732±34 млн лет (1 анализ) и 2103±16 млн лет (2 анализа) *(Larionov, Tebenkov, 2004)*. В очковых гнейсах серии исиспинтен *(Isispynten Gr.)* восточного берега о. Северо-Восточная Земля *(Johansson et al., 2004)* в промежуточных зонах сложноустроенных кристаллов циркона оторочки отдатированы (^{206}Pb/^{238}U) протоуральско-тиманскими значениями 668±13, 622±12 и 687±14 млн лет (проба $98:130, ан. 2a, 7a и 12a, соответственно), трактуемыми как время проявления метаморфизма. В оболочке одного из цирконов установлен возраст (^{206}Pb/^{238}U) – 943±18 млн лет (ан. 14b), а в центральной части (в ядре) – возраст (^{206}Pb/^{238}U) – 1337±26 млн лет (проба $98:130, ан. 14a) Таким образом, в очковых гнейсах серии исиспинтен помимо «протоуральско-тиманских» записаны гренвильские и еще более древние эндогенные события. Кроме того, для красных очковых гнейсов на острове Паррвова в одном из зональных кристаллов циркона краевая часть охарактеризована значением ^{206}Pb/^{238}U возраст – 574±8 млн лет (проба $98:122, ан. 15b), а ядро этого кристалла характеризуется значениями ^{206}Pb/^{238}U возраст – 1331±17 млн лет (ан. 15a). А в серых очковых гнейсах с острова Паррвова кайма одного из зональных кристаллов циркона датирована (^{206}Pb/^{238}U) значением – 522±7 млн лет (проба $98:123, ан 1b), а ядро этого кристалла охарактеризовано (^{206}Pb/^{238}U) значением 997±14 млн лет (ан. 1a) *(Johansson et al., 2004)*.

Наличие в цирконах из протоуральско-тиманских гранитоидов и метаморфических пород Тимано-Печорско–Баренцевоморского региона и севера Урала древних ксеногенных ядер является доказательством существования мезопротерозойской и более древней континентальной коры, из которой сформировались протоуральско-тиманские гранитоиды и метаморфические породы. На древний возраст основания протоуралид-тиманид северо-восточного типа указывает и полученный В.А. Душиным (2004) Sm-Nd модельный возраст прорывающих их в пределах одного из выступов протоуралид-тиманид на Пайхое мезозойских лампроитов и трахитов, который составляет более 2.5 млрд лет. Кроме того, на древний возраст коры под северо-восточной частью орогена Протоуралид-Тиманид указывают результаты Lu/Hf-изотопно-геохимических исследований детритных цирконов из песчаников енганэпэйской толщи поднятия Енганэ-Пэ на Полярном Урале (см. ниже), которые дают модельные возраста субстрата материнских по отношению к этим цирконам изверженных пород 1.76–0.84 млрд лет.

Геохронологические, геохимические и изотопные исследования детритных цирконов из протоуралид-тиманид

Многие аспекты геологии протоуралид-тиманид к настоящему времени хорошо изучены классическими методами, например, соотношения отдельных стратиграфических последовательностей различного масштаба, их литологические и биостратиграфические характеристики, степень метаморфизма и изотопно-геохронологические характеристики и т.д. *(Оффман, 1961; Оловянишников, 1998; Маслов и др., 2002; Maslov, 2004; Lorenz, 2005; Kuznetsov et al., 2007 и др.)*. Однако протоуралиды-тиманиды до последнего времени оставались практически не изученными таким современным методом, как геохимическое и изотопное исследование детритных цирконов из осадочных толщ, который может дать важную информацию, позволяющую уточнять возраст самой толщи, делать заключения об источниках сноса и условиях ее формирования, тестировать тектонические модели путем сравнения аналогичных характеристик различных комплексов и др. В настоящее время в мире число таких исследований лавинообразно нарастает, в том числе и в Арктике. При проведении исследований по программам МПГ нами, в частности, были изучены детритные цирконы из комплексов юго-западных и северо-восточных протоуралид-тиманид, соответственно из Южного Тимана (увал Джежим-Парма) и западного склона Полярного Урала (поднятия Енгане-Пэ). Подробное описание места отбора проб, детали методики и аналитические данные приведены в *(Кузнецов и др., 2008, 2009а,в, 2010)*, здесь лишь будут изложены самые главные результаты этих исследований и основанные на них выводы. Аналитические исследования были выполнены в Центре GEMOC (Университет Маквори, Сидней) по методике «TerraneChron™», включающей: (1) U/Pb датирование цирконов, (2) изучение Lu/Hf изотопной системы цирконов, (3) получение оценок модельного возраста (T^{C}_{DM}), трактуемого как минимальный возраст субстрата «материнской» магмы, из которой кристаллизовался циркон, (4) определение содержания элементов-примесей в цирконах, позволяющее судить о типе «материнских» пород циркона.

Детритные цирконы из юго-западных протоуралид-тиманид (Южный Тиман, увал Джежим-Парма)

На юге Тимана, на холмистом увале Джежим-Парма из-под чехла рыхлых кайнозойских отложений в нескольких местах выступают позднедокембрийские образования, представленные красноцветными песчаниками и алевропесчаниками верхнерифейской *(Оловянишников, 1998)* джежимской свиты, а также близкоодновозрастными им известняками (местами доломитизироваными) и алевроаргиллитами павъюгской свиты. В карьере (61°47'11,5"с.ш., 54°06'35,2"в.д.) Азывожского месторождения строительного камня из джежимских красноцветных косослоистых кварцевых песчаников и алевропесчаников с отчетливо выраженными волновыми знаками были отобраны пробы (301А и 301, соответственно) для изучения детритных цирконов.

U/Pb-возраста цирконов из проб (61 зерно) варьируют от 1.175 до 2.972 млрд лет (рис. 7). Большинство цирконов имеет палеопротерозойский возраст, 4 зерна – мезопротерозойский возраст и 7 зерен – неоархейский. Четыре результата (301А-16, 301А-12, 301А-57С, 301-47С) по разным причинам «забракованы» и не интерпретируются. Удовлетворительные данные о содержании в цирконах редких и рассеянных элементов получены лишь для 47 из 61 изученных зерен. Микроэлементный состав цирконов свидетельствует о происхождении 34 зерен из гранитных пород (22 – из пород с содержанием SiO_2 70–75% – «гранитов», 12 – из пород с со держанием SiO_2 < 65% – «диоритов») или их вулканических эквивалентов, 5 – из пород сиенитового состава («сиенитов») и 8 – из пород основного состава («базитов»).

Изучение Lu/Hf-изотопной системы цирконов (удовлетворительные результаты получены для 47 из 61 зерен) выявило широкий разброс значений ε_{Hf} от положительных значений вплоть до значений (+8), характерных для

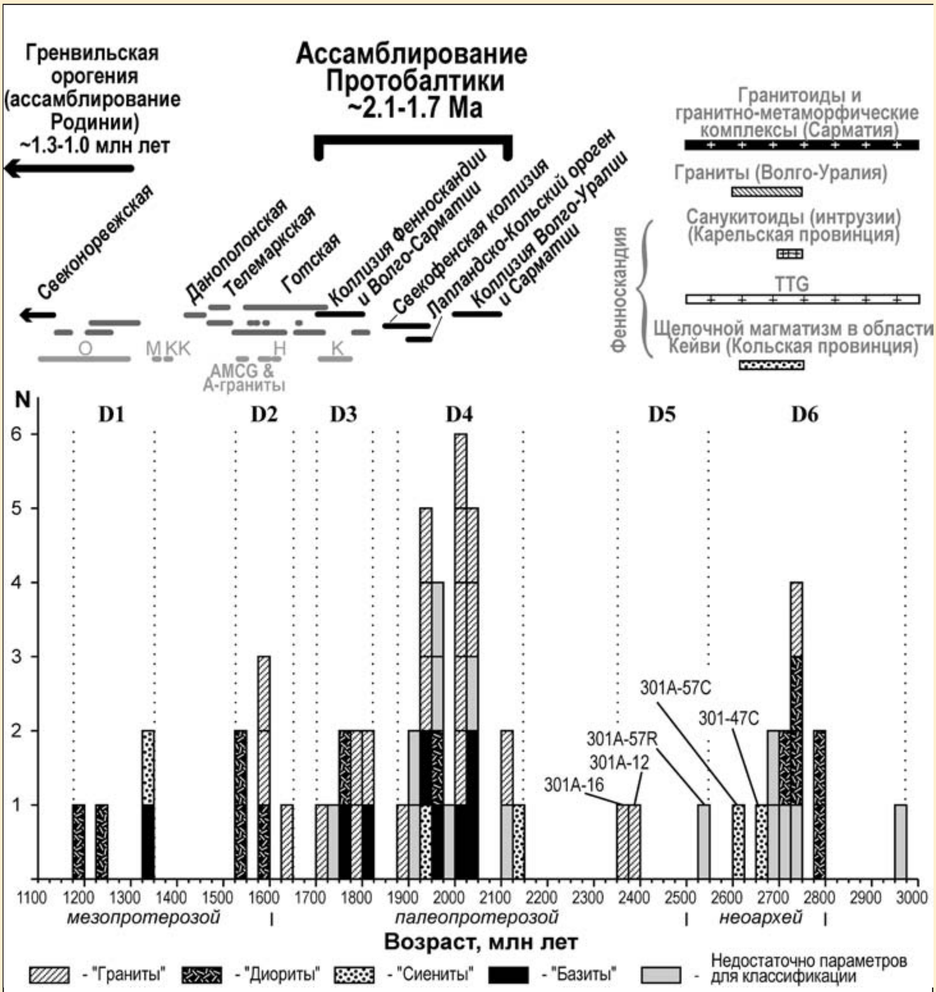


Рис. 7. График частот встречаемости (гистограмма) U/Pb-изотопных возрастов детритных цирконов (61 анализ) из песчаников и алевролитов джежимской свиты, Южный Тиман. Номера (301A-16, 301A-12, 301A-57, 301-47) маркируют цирконы, для которых были получены некондиционные результаты (C – ядро, R – оболочка циркона). Над гистограммой показаны временные интервалы: черными полосками – коллизионных событий ассамблирования Балтики (Щипанский и др., 2007; Bogdanova et al., 2008 и др.); серыми полосками – аккреционные фазы (Готская, Телемаркская, Данополонская (Bogdanova et al., 2008) и другие безымянные тектоно-магматические эпизоды (Roberts et al., 2009) на западном краю Балтики; светлосерыми полосками – выплавления Коростеньского плутона (помеченные буквой К), Овручского (O), Навышского (Н) и Машакского (М) рифтогенных эпизодов, Кусинско-Копанского комплекса (КК), а так же AMCG и А-гранитов (помеченные «AMCG & А-граниты»); штрихованными прямоугольниками – архейских комплексов Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии (по: Слабунов, 2008; Bogdanova et al., 2008 и др.).

деплетированной мантии, до отрицательных значений (-15), свидетельствующих о вовлеченности в процесс формирования цирконов корового субстрата. Модельные возраста (T^{C}_{DM}), установленные на основании анализа параметров Lu/Hf-изотопной системы в цирконах, дали разброс значений от 1.40 до 3.24 млрд лет (рис. 8). При этом для некоторых изученных цирконов возраста самих цирконов и модельные возраста субстрата оказались практически совпадающими (близкое расположение фигуративных точек к линии DM на графике определения модельного возраста). А это свидетельствует о том, что кора, из которой выплавилась магма, родоначальная по отношению к «материнским» породам изученных цирконов, была ювенильной. Другие цирконы содержат значительные количества радиогенного материала Lu/Hf-изотопной системы, что свидетельствует о существенном вкладе материала ремобилизованной древней коры в субстрат «материнских» по отношению к этим цирконам магматических пород.

Сопоставление полученных возрастных характеристик детритных цирконов из джежимской свиты и времени проявления известных магматических и тек-

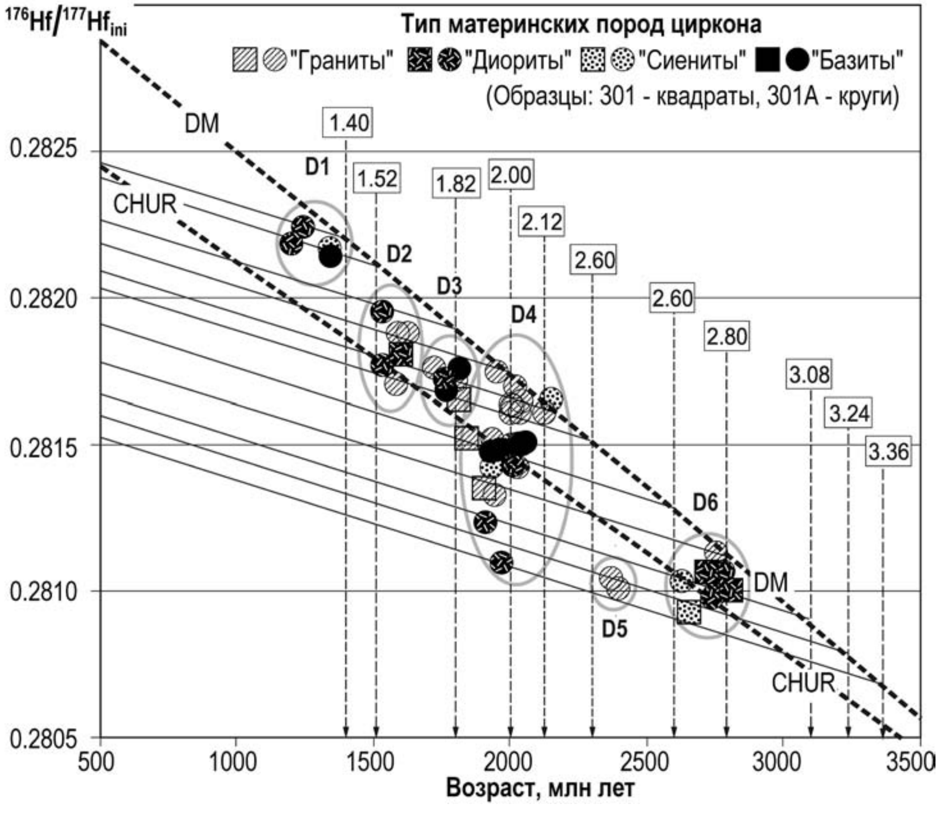


Рис. 8. Модельные возраста субстрата для цирконов из джежимской свиты, Южный Тиман. Серые эллипсы маркируют популяции D1-D6, обсуждаемые в тексте. DM – линия деплетированной мантии, CHUR – хондритового резервуара.

тоно-метаморфических эпизодов эволюции ВЕП показывает, что они хорошо коррелируются (рис. 7). Прежде всего, подавляющее число возрастов детритных цирконов (популяции D3–D4) попадает в интервал ~1.70–2.15 млрд. лет, то есть на время «собирания» Балтики. В это время при столкновении Сарматии и Волго-Уралии (формирование Волго-Сарматии), а затем и при столкновении Волго-Сарматии с Фенноскандией в коллизионных орогенах «выплавлялись» большие объемы гранитоидных пород и сформировались одновозрастные им метаморфические комплексы. Кроме того, на окраине Сарматии в этот период функционировало надсубдукционное сооружение – ороген аккреционного типа с надсубдукционным магматизмом и метаморфизмом (*Bogdanova et al., 2008* и ссылки в этой работе).

Возраста самых молодых цирконов (популяция D1) не соответствуют никаким крупным хорошо известным для Балтики тектоно-магматическим событиям. Однако ювенильные «базитовый» и «сиенитовый» цирконы этой популяции могут соответствовать внедрениям мантийного вещества на самых ранних стадиях Гренвильской орогении, либо (с большей долей вероятности) машакскому рифтогенному эпизоду (магматические комплексы которого в настоящее время экспонируются на западе Южного Урала в Башкирском поднятии) на востоке Балтики. Два «диоритовых» циркона могут происходить из магмато/метаморфических комплексов мелких тектоно-магматических эпизодов этого возраста на западе Балтики или из гренвиллид.

«Гранитные» и «диоритовые» цирконы популяции D2 с модельными возрастами 1.82–2.12 млрд лет могут происходить из пород, сформированных в течение аккреционных событий на окраине Балтики (Готская фаза), либо (для «гранитных» цирконов) являться продуктом разрушения гранитов рапакиви, широко развитых в СЗ части ВЕП. Некоторые из «базитовых» и «гранитных» цирконов популяции D3 могут происходить из Коростеньского плутона (север Сарматии), сложенного габброидами, анортозитами и рапакивиподобными гранитами. Однако все цирконы этого возраста не могут происходить из Коростеньского массива, так как в этом случае не возможно дать объяснение одинаковому модельному возрасту (~2.12 млрд лет) субстрата и «гранитоидов», и «базитов».

Цирконы из наиболее древней неоархейской популяции (D6) потенциально могут происходить из древних кристаллических комплексов Фенноскандии (известные возраста 2.60–3.5 млрд лет (*Слабунов, 2008*), Волго-Уралии (известные возраста 2.60–3.2 млрд лет) и Сарматии (известные возраста 2.50–3.5 млрд лет (*Ронкин и др., 2007; Ronkin et al., 2007; Bogdanova et al., 2008*). Наиболее вероятным источником «сиенитовых» цирконов является область Кейви (Keivy) в Кольской провинции Фенноскандии, где описан комплекс щелочных гранитоидов, габбро-анортозитов, залегающих среди крупно кристаллических кианит-ставролит-гранатовых сланцев с возрастом 2.63–2.75 млрд лет (*Слабунов, 2008*). Отметим, что наиболее древние известные датировки для Фенноскандии, достигающие 3.5 млрд лет (область Сиуриа), для Волго-Уралии – 3.5 млрд лет (тараташский комплекс одноименного выступа, Башкирское поднятие) и для Сарматии – 3.8 млрд лет (аульский комплекс Средне-Приднепровского блока Украинского щита), не проявились ни в возрастах цирконов (<3.00 млрд лет), ни в модельных возрастах цирконов (<3.36 млрд лет) из джежимской свиты.

Недавно проведенные исследования неопротерозойских осадочных толщ на п-ве Варангер (*Nicoll et al., 2009*), так же как и в джежимской свите Южного Тимана, выявили доминирование двух групп возрастов в детритных цирконах: палеопротерозойских, соотносимых с ассамблированием Балтики из Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, и (в меньшей степени) неоархейских, соотносимых со становлением Фенноскандии. При этом в изученных неопротерозойских осадочных толщах и Южного Тимана, и Варангера фактически отсутствуют цирконы с возрастами 2.1–2.4 млрд лет.

Таким образом, представленные в современной структуре Тимана красноцветные песчаники и алевропесчаники джежимской свиты (юго-западные протоуралиды-тиманиды) сформировались в позднем докембрии за счет продуктов разрушения древнего остова Балтики на ее пассивной континентальной окраине. Слабо представленные в детритных цирконах гренвильские события (1.0–1.3 млрд лет), поздние фазы аккреционного (1.2–1.5 млрд лет) и рифтогенного тектогенеза на западе (например, бимодальный магматизм с возрастом 1.0–1.3 млрд лет, проявленный в Овручском грабене) и рифтогенеза на востоке (магматизм машакского и кусино-копанского комплексов с возрастом 1.35–1.388 млрд лет) Балтики вместе с другими данными свидетельствуют о том, что в седиментационном бассейне, располагавшемся вдоль Тиманского края Балтики накапливались продукты размыва преимущественно из ее центральных и северо-восточных частей.

Режим пассивной окраины вдоль тиманского края Балтики продолжал существовать вплоть до самого конца венда, а возможно, и до начала кембрия. В настоящее время данных, по которым можно было бы уточнить время окончания режима пассивной окраины на Тиманском краю древнего острова ВЕП (то есть, время вовлечения Тиманского края Балтики в орогенические процессы, о которых будет сказано ниже), очень мало. Известные датировки гранитов в фундаменте Печорской плиты (Припечорско-Илычской-Чикшинской зоне) не могут уточнить время коллизии Балтики и Арктиды, так как различные эпизоды гранитного магматизма происходят до коллизии, во время коллизии и в пост-коллизионных обстановках. Более точные оценки могли бы дать массовые исследования детритных цирконов из позднеэдиакарских и раннекембрийских осадочных толщ северо-восточной периферии ВЕП, по которым можно было бы зафиксировать возникновение нового источника сноса, в нашем случае – комплексов Большеземельской окраины Арктиды. Но пока такие данные очень скудные. Наиболее молодой циркон из джежимской толщи отдатирован возрастом – 1175 млн лет, а из поздневендских толщ п-ва Варангер – 888 млн лет. Это означает, что и во время накопления верхнерифейской джежимской свиты Южного Тимана, и во время накопления верхнерифейско-верхневендских толщ п-ва Варангер продукты разрушения протоуралид-тиманид северо-восточного типа в палеоструктуры обрамления Балтики еще не поступали. Эти палеоструктуры продолжали развиваться в режиме близком к режиму пассивной континентальной окраины и в их пределах шла аккумуляция лишь продуктов размыва Балтики. Следовательно, начало протоуральско-тиманского тектогенеза не могло начаться раньше позднего венда.

Район Зимнего Берега Белого моря известен обильными находками эдиакарской биоты (*Martin et al., 2000; Fedonkin et al., 2007* и ссылки в этих работах). Здесь, в разрезе зимнегорской свиты самых верхов венда, фрагменты разреза, представленные переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с обильными находками эдиакарской биоты, расслоены несколькими маломощными горизонтами пепловых туфов. Из этих туфов были извлечены цирконы, для которых был получен изотопный возраст 555.4±1.7 млн лет (*Martin et al.,* *2000*) и 550±4.4 млн лет (*Lannos et al., 2005*). Некоторые исследователи (например Т.Н. Хераскова и ее единомышленники) полагают, что это могут быть удаленные продукты вулканической деятельности, проявлявшейся в Тиманском орогенном сооружении, которое мы именуем орогеном Протоуралид-Тиманид. Однако эти пепловые и туфовые горизонты прослеживаются по скважинам от Зимнего Берега через всю ВЕП до Волынско-Подольско-Полесского региона (Западная Украина, Восточная Польша, Белоруссия), где самом конце докембрия известны обильные проявления вулканизма – Волынский вулканогенный комплекс (ВВК). ВВК представляет собой довольно мощную толщу, сложенную вулканогенными (базальты, андезиты, дациты и риолиты) и вулканогенно-осадочными породами – туфами (местами заметно доминирующими в разрезе толщи) широкого спектра составов и гранулометрии *(Кузьменкова, 2007 и др.)*. В настоящее время продукты этого вулканизма хорошо геохронологически изучены Rb/Sr изохронным методом и U/Pb датированием цирконов. Показано, что он формировался в несколько стадий, для самой ранней получена оценка возраста 549±29 млн лет *(Шумлянский, Носова, 2008; Shumlyanskyy et al., 2009a)*. С учетом этих данных практически не может быть сомнений в том, что именно продукты поздневендских извержений (особенно их кремнекислые разности), слагающие мощную толщу ВВК в пределах Волынско-Подольско-Полесского региона юго-западной части Балтики, являются источником туфовых и пепловых прослоев, известных по скважинам и в редких обнажениях в разрезах слоистых толщ этого возраста во многих районах ВЕП, и в том числе и в районах юго-восточного Беломорья, и в частности, на Зимнем Берегу.

В работе *(Llannos et al., 2005)* при датировании пепловых прослоев среди продатированных цирконов оказались 4 обломочных (детритных) зерна, которые показали возраста от 1.33 до 1.93 млрд лет. Конечно же, 4 детритных циркона из поздневендских туфов – это крайне мало для статистики, но тем не менее ни один из цирконов не показал возрастов, характерных для кристаллических комплексов протоуралид-тиманид северо-восточного типа (см. рис. 6). Это означает, что пока нет никаких оснований предполагать, что вплоть до самого конца венда (до времени накопления толщ с эдиакарской биотой, включительно) на Тиманский сегмент Тиманско-Уральской пассивной окраины Балтики поступали продукты размыва из какого-нибудь другого источника помимо источников, располагавшихся в пределах самой Балтики.

Детритные цирконы из северо-восточных протоуралид-тиманид (запад Полярного Урала, поднятия Енгане-Пэ) и их сравнение с популяциями детритных цирконов из позднедокембрийских и раннепалеозойских комплексов Пери-Гондваны

Результаты изучения детритных цирконов из енганепейской толщи

Поднятие Енганэ-Пэ располагается в зоне сопряжения Полярного Урала с северо-восточной частью Печорской плиты. Нестратифицированные образования протоуралид-тиманид здесь представлены неравномерно меланжированными породами офиолитовой ассоциации *(Scarrow et al., 2001)*, слагающей протяженную Манюкуяхинскую полосу серпентинитового меланжа, вмещающего разноразмерные блоки габброидов и плагиогранитоидов *(Соболева и др., 2008)*. Стратифицированные комплексы представлены двумя местными стратиграфическими подразделениями – бедамельской серией и енганэпэйской толщей верхов верхнего докембрия. Одно из них (бедамельская серия) сложено вулканогенными (базальты, андезиты, дациты и риолиты) и вулканогенно-осадочными породами, местами метаморфизованными до уровня зеленосланцевой фации. В сложении другого комплекса (енганэпэйской толщи) доминирующую роль играют углеродистые алевролиты, алевроаргиллиты, глинисто-кремнистые породы, кварцево-обломочные и субаркозовые песчаники с редкими горизонтами разнообломочных полимиктовых конгломератов *(Мизин, 1988; Душин, 1997)*. В породах толщи местами отмечена туфогенная примесь. Из сероцветных существенно кварцевых (с незначительной граувакковой составляющей и сингенетической туфогенной примесью) песчаников на севере поднятия Енганэ-Пэ (в скальных обнажениях правого берега ручья Туманный невдалеке от места его впадения в р. Манюкуяха (67°21'30.51"с.ш; 064°47'54.21"в.д.) была отобрана проба (033).

Всего было изучено 48 зерен цирконов, один результат забракован в связи с сильной дискордантностью. Остальные цирконы четко разделились на две популяции «А» (~65% цирконов) и «Б» (~35% цирконов) с возрастами – 760–675 млн лет и – 670–590 млн лет соответственно. Одно зерно показало мезопроте-

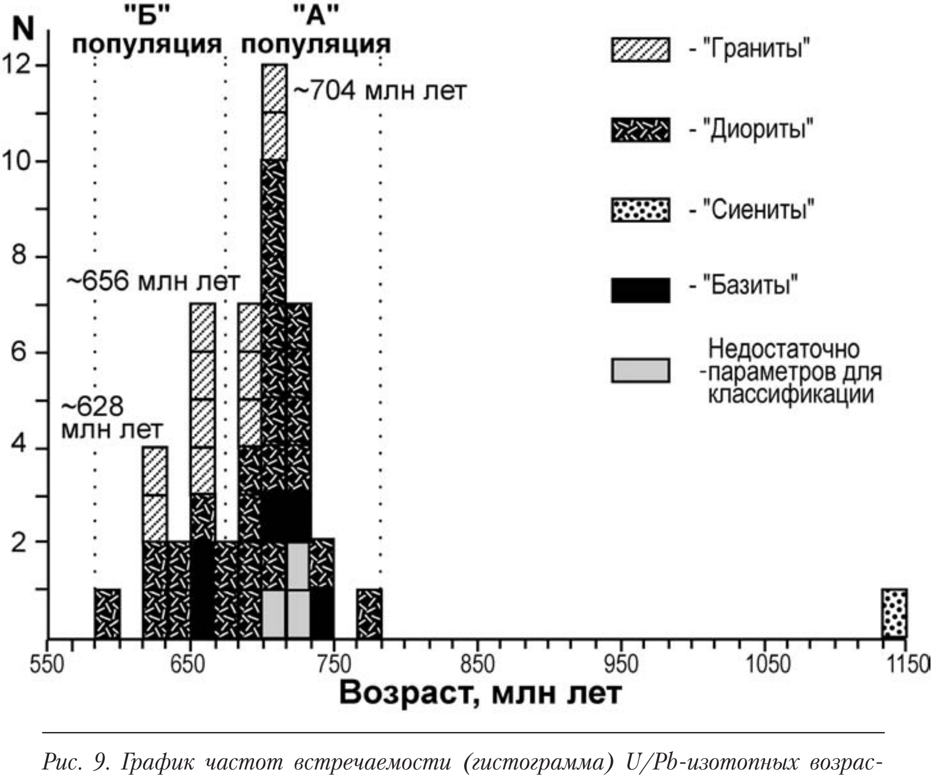


Рис. 9. График частот встречаемости (гистограмма) U/Pb-изотопных возрастов детритных цирконов (47 анализов) из песчаников енганэпэйской толща, поднятие Енганэ-Пэ, запад Полярного Урала.

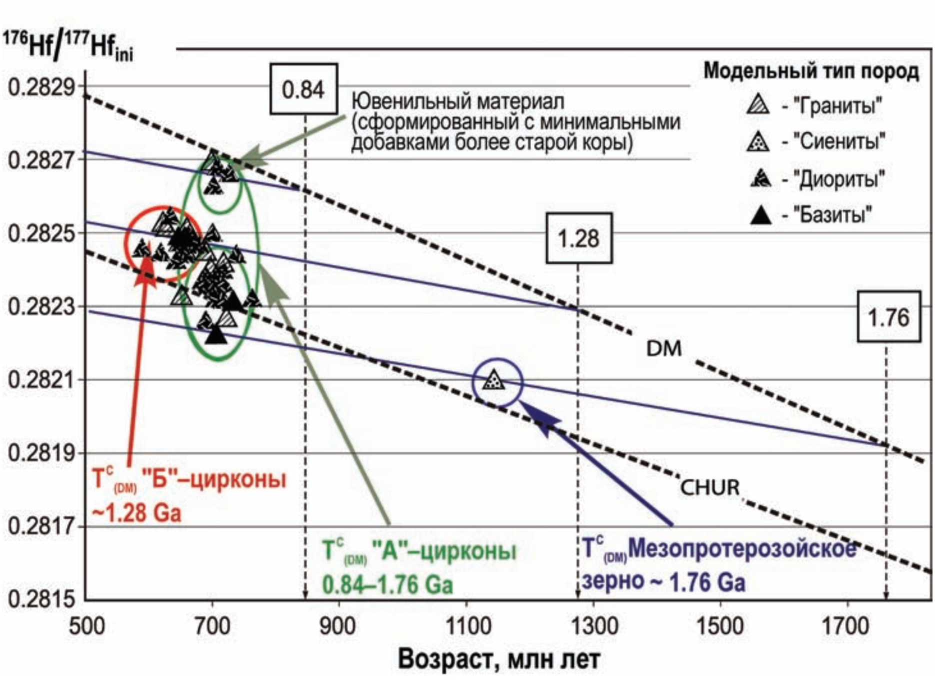


Рис. 10. Модельные возраста субстрата для цирконов из песчаников енганэпэйской толщи, поднятие Енганэ-Пэ, запад Полярного Урала.

розойский (середина среднего рифея) возраст (1143±20 млн лет) (рис. 9).

Изучение Lu/Hf-системы в цирконах дало оценки модельного возраста цирконов популяции «А» ~0.84–1.76 млрд лет. Для цирконов популяции «Б» характерна относительно большая однородность Lu/Hf-параметров и, следовательно, умеренный вклад рециклинговой коры в субстрат материнских пород. Модельный возраст оценен ~1.28 млрд лет. Наиболее древний хорошо «окатанный» кристалл с конкордантым U/Pb-возрастом 1143±20 млн лет характеризуется значением ε_{Hf}+2.3 и модельным возрастом 1.76 млрд лет (рис. 10), совпадающим с максимальным модельным возрастом для популяции «А».

Микроэлементный состав цирконов свидетельствует о том, что большинство (~55%) цирконов происходит из «диоритов» (26 зерен), 11 зерен (~25%) из «гранитов», только 5 зерен (~8%) из «базитов» и одно мезопротерозойское зерно происходит из «сиенита». Три зерна не были классифицированы. Таким образом, большинство цирконов (>80%) произошло из «гранитов», «диоритов» или их вулканических эквивалентов, при превалировании «диоритового» источника. Следует отметить, что нет никаких очевидных корреляций между возрастами цирконов и типом их материнских пород, однако заметим, что нет «гранитных» цирконов с возрастами больше 700 млн лет.

И возраста, и модельные возраста описанных в предыдущем разделе статьи детритных цирконов из юго-западных (Джежим-Парма) и северо-восточных (Енганэ-Пэ) протоуралид-тиманид отличаются коренным образом. По модельному составу материнских по отношению к цирконам пород в северо-восточных протоуралидах-тиманидах превалируют «диоритовые» породы, а в юго-западных – «гранитные». Ни одного древнего циркона (палеопротерозой и старше) не было найдено в енганепэйской толще, и, что даже более важно, не получено никаких модельных возрастов старше 1.8 млрд лет. Это означает, что осадочные породы енганэпейской толщи не могли сформироваться за счет размыва Балтики, в фундаменте которой широко представлены комплексы с возрастами 1.7–2.1 млрд лет и старше. К тому же, тектоно-магматические события с возрастами 0.60–0.75 млрд лет (возраста цирконов популяций «А» и «Б») не известны для северо-восточных частей Балтики, и в целом совершенно не характерны для Балтики.

Возраста всех цирконов из енганепэйской формации старше, чем поздние фазы гранитоидного магматизма орогена Протоуралид-Тиманид (~550-500 млн лет) *(Gee et al., 2000; Кузнецов, 2005а,б, 2006; Кузнецов, 2009а,в; Kuznetsov et al., 2007)*, следовательно, эта толща не могла быть сформирована из продуктов эрозии орогена. Возраст пород, материнских по отношению к обломочным цирконам из песчаников енганэпэйской толщи, охватывает интервал не менее, чем от 760 до 590 млн лет и в целом коррелирует с возрастным интервалом гранитного магматизма в северо-восточных протоуралидах-тиманидах, за исключением его поздних фаз.

Цирконы популяции «Б» представляют собой эвгедральные призматические кристаллы или фрагменты таких кристаллов, следовательно, они не подвергались существенной механической обработке, что было бы неизбежным при их длительном переносе в осадочном процессе, и, наиболее вероятно, поступали в бассейн седиментации из рядом расположенных источников сноса. Практически одинаковые модельные возраста субстрата (~1.28 млрд лет) для цирконов из этой популяции свидетельствуют об однотипном (однородном) и скорее всего ограниченном по площади источнике субстрата материнских по отношению к цирконам пород. Наличие в песчаниках туфогенной примеси указывает на то, что часть цирконов может иметь вулканическое происхождение. Мы полагаем (Кузнецов и др., 2008, 2009а), что они попадали в осадок в качестве сингенетической тефры при вулканических извержениях, приведших к формированию базальт-андезибазальт-андезит-дацит-риолитового вулканического комплекса (бедамельской серии), близкого по возрасту породам енганэпэйской толщи.

Таким образом, «провенанс-сигнал» северо-восточных протоуралид-тиманид совершенно не соответствует Балтике, поэтому северо-восточные протоуралиды–тиманиды определенно формировались не за счет ее размыва и могли располагаться далеко от Балтики в момент своего формирования.

Сравнение вещественных особенностей и возраста популяциий детритных цирконов из енганепейской толщи с сопоставимыми характеристиками позднедокембрийских и раннепалеозйоских комплексов Пери-Гондваны

В настоящее время в мировой литературе доминируют представления (базирующиеся на биостратиграфических, палеобиогеографических, палеомагнитных, изотопно-геохронологических, изотопно-геохимических и др. данных) о том, что комплексы структурного основания некоторых районов Аппалачей, а также палеозоид Западной и Центральной Европы в конце позднего докембрия и в самом начале кембрия располагались вдоль северного края Гондваны, участвуя в строении Пери-Гондванского (Авалонско-Кадомского) пояса (рис. 11) *(Murphy et al., 2006; Linnemann et al., 2007 и ссылки в этих работах)*. В комплексах Пери-Гондванских террейнов записана история позднедокембрийских и раннекембрийских надсубдукционных тектоно-магматических событий – островодужного магматизма, эпизодов аккреции и т.д. Совокупный временной диапазон проявления этой активности в Пери-Гондване охватывает интервал от 760 до 530 млн лет *(Murphy et al., 2006; Linnemann et al., 2007 и др.)*, что сопоставимо с временным диапазоном проявления тектоно-магматической активности в комплексах протоуралид-тиманид северо-восточного типа (см. рис. 4 и 6). Кроме того, и в пределах Пери-Гондванских блоков, и в пределах тех структур, которые сложены протоуралидами-тиманидами, фиксируется однотипное раннепалеозойское несогласие. На наличие близкоодновозрастного раннепалеозойского несогласия в Пери-Гондванских блоках Аппалачей, Западной и Центральной Европы, а также на Западном Урале впервые обратил внимание В.Н. Пучков (1997, 2000), что позволило ему с учетом данных о возрасте гранитоидов и метаморфических пород, участвующих в строении тиманид, впервые сопоставить авалониды и кадомиды с тиманидами *(Пучков, 2000, 2003, 2005; Puchkov, 1997)*.

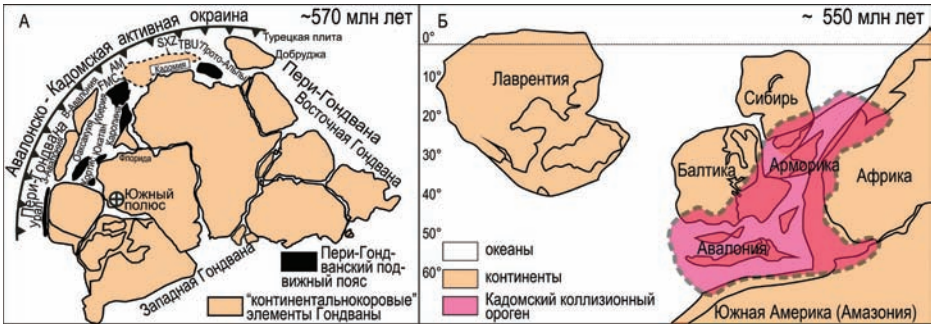


Рис. 11. Упрощенные палеотектонические схемы (палеотектонические реконструкции), иллюстрирующие: А – положение Авалонско-Кадомской активной окраины и основных Пери-Гондванских тереинов на временной рубеж ~570 млн лет, по (Linnemann et al., 2007); Б – реконструкция Кадомского коллизионного орогена на временной рубеж ~550 млн лет, по (Пучков, 2000). Для А: AM – Армориканский массив; FMC – Центрально-Французский массив; SXZ – Сакско-Тюрингская зона (часть Богемского массива); TBU – Тепла-Баррандинский блок (часть Богемского массива).

В последнее десятилетие было проведено изучение U/Pb изотопных возрастов популяций детритных цирконов из неопротерозойских кластогенных толщ, участвующих в строении Пери-Гондванских блоков, и определение модельных возрастов субстрата участвующих в их строении позднедокембрийских и, отчасти, раннепалеозойских магматических комплексов (рис. 12). Эти данные позволили подразделить Пери-Гондванские блоки на – террейны

Кадомского типа (кадомиды) и террейны Авалонского типа (авалониды). К первым относятся: северная Арморика, Осса-Морена, Саксо-Тюрингия, Молданубия, а ко вторым – Западная и Восточная Авалония, Каролина, Моравия-Силезия, СВ Иберия и, возможно, часть Арморики, расположенная к югу от Северо-Армориканской разломной зоны *(Murphy et al., 2004, 2006; Linnemann et al., 2007 и др.)*. Так, в обломочных породах, участвующих в строении кадомид, отчетливо выявлено несколько популяций цирконов со следующими возрастами: ~570 млн лет; ~590 млн лет; от ~600 до ~650 млн лет (с пиками ~610–620 млн лет и ~640 млн лет); от 700 до 790 млн лет; от 0.9 до 1.05 млрд лет; от 1.8 до 2.2 млрд лет (с пиком в интервале 2.0–2.2 млрд лет); 2.4 млрд лет; 2.6 млрд лет *(Fernandez-Suarez et al., 2000; Samson et al., 2003; Gutierrez-Alonso et al., 2005; Linnemann et al., 2007 и др.)*. При этом цирконы с возрастом от ~1.75 до 1.05 млрд лет в этих породах полностью отсутствуют. В то же время для песчаников из сходных по возрасту и строению позднедокембрийских толщ авалонских террейнов весьма типичны популяции детритных цирконов с возрастом: ~600 млн лет; 1.0–1.2 млрд лет; около 1.5 млрд лет; 1.8–2.0 млрд лет; 2.6 млрд лет *(Keppie et al., 1998; Linnemann et al., 2004 и др.)*. Кроме того, по данным Sm-Nd изотопных исследований кремнекислые породы (продукты корового плавления) в кадомидах характеризуются преимущественно низкими значениями ε_{Nd} – в интервале от -9.9 до +1.6 и модельными возрастами (T^{Nd}_{DM}) деплетированой мантии (для t=610 млн лет) от 1.0 до 2.0 млрд лет *(Samson, D`Lemos, 1998; Linnemann, Romer, 2002 и др.)*. С другой стороны, одновозрастные кремнекислые магматические породы из авалонских террейнов характеризуются преимущественно относительно повышенными значениями ε_{Nd} – в интервале от -1.0 до +5.0 и модельными возрастами (T^{Nd}_{DM}) от 1.1 до 0.75 млрд лет *(Murphy et al., 2000 и др.)*.

Изученные цирконы из енганэпэйской толщи представлены двумя позднерифейско-вендскими популяциями (590–670 и 675–760 млн лет), а также одним среднерифейским (1143±20 млн лет) зерном. Это существенно расходится с возрастами детритных цирконов из позднедокембрийских толщ Пери-Гондванских блоков (рис. 12). Оценки модельного возраста (T^{C}_{DM}) материнского субстрата цирконов из енганэпэйской толщи (от 0.84 до~1.76 млрд лет) несколько отличаются от модельных возрастов (T^{Nd}_{DM}) субстрата магматических пород кадомид (от ~1.0 до ~2.0 млрд лет), и существенно – от модельных возрастов авалонид (0.75–1.1 млрд лет).

Таким образом, ни возрастные пики детритных цирконов из песчаников вендской енганэпэйской толщи, принадлежащей комплексам протоуралид-тиманид СВ типа, ни модельные возраста субстрата «материнских» по отношению к этим детритным цирконам пород не показывают хорошего сходства с аналогичными характеристиками кадомид или авалонид. Поэтому полученные результаты не согласуются с идеями формирования протоуралид-тиманид СВ типа в пределах Авалонско-Кадомского орогена. Более предпочтительной выглядит интерпретация протоуралид-тиманид СВ типа как реликтов орогена, который изначально не имел структурных связей с Пери-Гондваной.

В интерпретации автора, северо-восточные протоуралиды-тиманиды были сформированы на активной Большеземельской окраине Арктиды *(Кузнецов, 2008, 2009а,в; Кузнецов и др., 2005а,б, 2006, 2007а,б; Kuznetsov et al., 2007)* и затем были вовлечены в коллизию Балтики и Арктиды на рубеже венда и кембрия, или в самом начале кембрия (рис. 3). Они представляют собой крыло орогена Протоуралид-Тиманид, располагавшееся со стороны Арктиды.

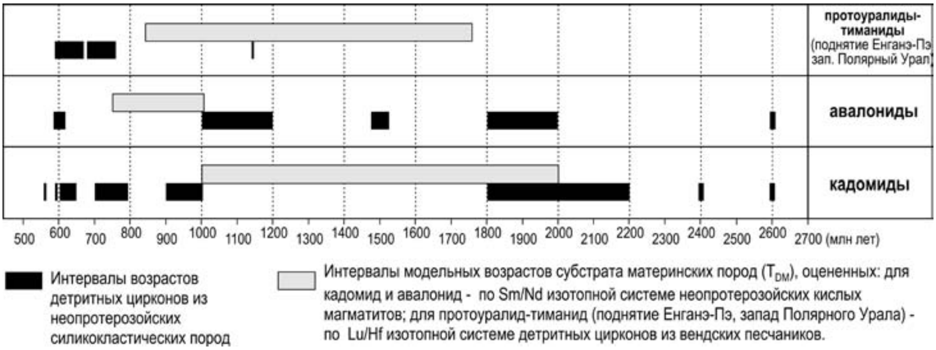


Рис. 12. Сопоставление изотопно-геохронологических характеристик детритных цирконов из позднедокембрийских комплексов Пери-Гондванских террейнов и модельных возрастов (TNdDM) кадомид и авалонид с возрастами детритных цирконов протоуралид-тиманид и модельных возрастов (TCDM) субстрата материнских по отношению к детритным цирконам магматических пород (по материалам Енганэ-Пэ).

Пока существует еще очень мало данных для того, чтобы можно было охарактеризовать Большеземельскую окраину Арктиды, реликты которой в настоящее время слагают Большеземельский и Печорский блоки фундамента Печорского бассейна, а также западные склоны Полярного Урала, до ее коллизии с Балтикой. Однако можно предположить, что Японская или Южно-Курильская субдукционные системы являются ее современными аналогами. Данные об известных возрастах магматических и метаморфических пород северо-восточных протоуралид-тиманид (рис. 4 и 6) и детритных цирконов из энганэпэйской формации (рис. 9) позволяют ограничить временные рамки магматизма, связанного с субдукционным процессом на Большеземельской окраине Арктиды, приблизительно от ~730–760 млн лет до рубежа коллизии Балтики и Арктиды, который пока может быть оценен очень приблизительно как ~500–550 млн лет. В фундаменте Большеземельского надсубдукционного комплекса были фрагменты зрелой континентальной коры, так как цирконы из гранитов Большеземельского блока содержат старые ядра с возрастами от ~0.9 до ~2.7 млрд лет *(Кораго, Чухонин, 1988; Кузнецов, Удоратина, 2007; Gee et al., 2000; Larionov, Tebenkov, 2004; Korago et al., 2004)*, а модельные возраста субстрата для цирконов енганепейской формации захватывают интервал ~0.84–1.76 млрд лет. На участие древней коры в фундаменте Арктиды указывает и полученный Sm-Nd модельный возраст мезозойских лампроитов и трахитов на Пайхое, который составляет более 2.5 млрд лет *(Душин, 2004)*. Вслед за авторами работы (Scarrow et al., 2001; Khain et al., 2003) автор полагает, что Манюкуяхинский серпентинитовый меланжевый пояс – это реликт задугового бассейна, и он по мнению автора располагался в тыловой части Большеземельского надсубдукционного сооружения *(Кузнецов, 2009а,в)*. Поскольку енганепейская толща содержит неопротерозойскую популяцию цирконов первого цикла (происшедших из тефры) с модельными мезопротерозойскими возрастами, можно полагать, что она сформировалась на склоне Манюкуяхинского задугового бассейна, прилегающего к Большеземельскому надсубдукционному сооружению.

Продукты размыва орогена Протоуралид-Тиманид в Арктике

Главным структурным выражением столкновения Балтики и Арктиды был кембрийский коллизионный ороген Протоуралид-Тиманид, в строении которого значительную роль играли магматические и метаморфические комплексы позднедокембрийской Большеземельской активной окраины Арктиды и коллизионные магматические и метаморфические образования, сформировавшиеся во время коллизии континентов. В совокупности изотопные возраста разнородных магматических и метаморфических пород, участвовавших в строении орогена Протоуралид-Тиманид, охватывают диапазон от ~500 до ~730 млн лет (рис. 6).

В течение раннего палеозоя ороген Протоуралид-Тиманид был высоко стоящей областью, что способствовало его интенсивному размыву и разносу продуктов эрозии далеко в пределах композитного континента Аркт-Европа. Доказательством этого могут служить новейшие результаты датирования кластогенных минералов из обломочных и метаобломочных пород, а также ксеногеных кристаллов циркона в магматических породах из различных фанерозойских комплексов Арктики. Эти результаты стали появляться в литературе в последнее десятилетие, и особенно интенсивно произошел прирост этих данных в самые последние годы, когда был получен значительный объём новых изотопно-геохронологических определений с применением современных высокоточных методов (SHRIMP, TIMS, LA ISPMS и др.) локального изотопного анализа. К настоящему времени в Арктике уже более чем в десятке мест проведены массовые исследования, и более чем в двух десятках мест единичные исследования детритных цирконов.

Точка 1. В образцах терригенных пород из скважины Нагурская на северо-западе острова Александры (архипелаг Земля Франца Иосифа) с глубины 3044 (L1) и 3092 (L2) м по данным *(Pease et al., 2001b)* выявлены детритные цирконы, максимальный возраст которых в L1 (n=29) достигает 1 млрд лет, а в L2 (n=19) 1.35 млрд лет. Кроме того, в образце L1 изучены зерна обломочного мусковита (Detrital muscovite), Ar/Ar изотопный возраст которых варьирует в диапазоне от 360–665 млн лет.

Точка 2. Ордовикские и силурийские обломочные породы района мыса Сахарова на северо-западе Новой Земли содержат детритные цирконы с возрастом наиболее массовой популяции около 530 млн лет, а также менее значимые популяции с возрастами в диапазоне 600–700 млн лет *(Кораго и др., 2009)*.

Точка 3. На юге Южного острова Новой Земли (Полуостров Тихомирова) детритные цирконы изучены из трех слоистых комплексов *(Pease, Scott, 2009)*: (а) в тонкозернистых зеленосланцево измененных граувакках неопределенного возраста, занимающих наиболее низкое структурное и стратиграфическое положение (проба VP04-019), – обломочные цирконы (53 из 65 зерен) имеют позднедокембрийский возраст с четкими частотными пиками на ~530, 600, 670 и 750 млн лет; (б) в залегающих выше по разрезу и структуре среднезернистых песчаниках определенно ордовикского возраста (проба VP04-020) – 79 из 87 зерен циркона также имеют позднедокембрийский возраст, их распределение характеризуется частотными пиками ~500, 530, 600 и 650 млн лет, при этом другие зерна показали значения возраста 800–900, ~1200 и 1700–1850 млн лет; (в) в залегающих еще выше по разрезу и структуре мелко-зернистых карбонатистых косослоистых песчаниках (проба VP04-021) – по данным 74 из 77 изученых зерен показали пики частот встречаемости возрастов на ~505, 560 и 610 млн лет, с менее значимыми пиками 680 и 1440 млн лет, а для единичных зерен получены возраста 760, 960, 1570–1970, 2380 и 2540 млн лет.

Точка 4. В ордовикских Q-порфирах и базальтах о. Октябрьской Революции выявлены ксеногенные кристаллы цирконов с изотопным U/Pb возрастом ~560 млн лет (Lorenz, 2005).

Точка 5. В раннепалеозойских турбидитах о.Октябрьской Революции по неопубликованным данным В.А. Верниковского содержится обломочный мусковит с Ar/Ar возрастом ~545 млн лет *(Gee et al., 2005; Lorenz, 2005)*;

Точка 6. На Северной Земле из 11 образцов от примерно границы кембрия и ордовика (ранее эти образования считались вендом) до девона было проанализировано по 50-100 детритных цирконов. Всего были получены возраста чуть более 500 зерен, которые были использованы для интерпретации. В полученных возрастных спектрах наиболее типичный пик приходится на поздний венд – ранний кембрий. В образцах, отобранных из толщ, занимающих более высокое положение в изученной последовательности хорошо выражены мезопротерозойские популяции, «дотягивающиеся» до позднего палеопротерозоя и содержащие несколько архейских цирконов (минипопуляция с возрастом ~2.7 млрд лет). Пробы из верхов изученного разреза (девон) содержат не очень интенсивные ранне-среднеордовикские популяции *(Lorenz et al., 2008)*.

Точка 7. В раннепалеозойских турбидитах Северного Таймыра выявлена популяция кластогенных цирконов с изотопным U/Pb возрастом ~560 млн лет (Pease, 2001a).

Точка 8. На северо-востоке (пробы VP98-055 и VP98-078) и в центральной части (VP98-009) Северного Таймыра по результатам изучения детритных цирконов из толщ слабометаморфизованных обломочных пород, считавшихся ранее вендско-кембрийскими, по данным (Pease, Scott, 2009) выявлено, что: (а) в зеленосланцево измененных псаммитах (проба VP98-055) по результатам 62 из 67 анализов преобладают (более 50%) цирконы с возрастом ~550 и 565 млн лет. Более молодые зерна характеризуются пиком ~500 млн лет. Единичные зерна охарактеризованы возрастами 625–735 млн лет и ~1.2 млрд лет; (б) в средне-грубозернистых зеленосланцево-перерожденных песчаниках (проба VP98-078) установлены цирконы (66 из 69), среди которых доминирует (более 80% изученных зерен) популяция с пиком ~550 млн лет, второстепенный пик приходится на 665 млн лет, а одно зерно охарактеризовано значением 1620 млн лет; (в) в тонкозернистых песчаниках (проба VP98-009) по результатам 65 их 66 проведенных анализов доминирует (более 50% рассматриваемых анализов) пик со значением ~516 млн лет, второстепенные пики остальных неопротерозойских зерен 580, 655, 690 и 750 млн лет, притом, что средний возраст более молодых зерен 450 млн лет.

Точка 9. На хребте Ломоносова, почти на Северном полюсе (88.941°с.ш., 138.706°в.д.) с глубины 3010 м по данным *(Grantz et al., 2001)* в числе прочего подняты образцы кварцевых песчаников, содержащих кластогенные цирконы. Из 29 проанализированных (U/Th/Pb Cameca IMS1270 ion-microprobe) зерен циркона, два зерна имеют Pb/Pb изотопный возраст 618.9±12.5 и 653.9±18.7, соответственно.

Точка 10. В пределах одного из труднодоступных районов Северного Ледовитого океана на поднятии Менделеева (82°с.ш., 178°з.д.) был изучен минералогический состав 3-х крупноразмерных угловатых обломков очень зрелых триасовых(?) кварцевых песчаников с глубин 2245 и 1600 м *(Беляцкий и др., 2006).* Продатированные (SHRIMP) цирконы из этих песчаников показали разброс возрастов от почти 2600–2700 до 220 млн лет. При этом среди всех изученных (40 анализов) кристаллов циркона небольшая группа (5 анализов) попадает в возрастной диапазон от ~500 до ~600 млн лет.

Точка 11. В пермских песчаниках о. Бельковский (Новосибирские острова) в числе прочего установлена популяция палеозойских цирконов с возрастом в диапазоне 450–540 млн. лет (*Кузьмичев и др., 2010* (в печати).

Точки 12-14. Популяции кластогенных цирконов с U/Pb и/или Pb/Pb возрастами ~550 млн лет выявлены в триасовых песчаниках – северного борта Свердрупского бассейна на острове Аксель-Хейберг (T12), гор Садлерочит (Sadlerochit Mts) (T13) и возвышенности Лисбёрн Хиллс (T14) на севере Аляски *(Miller et al., 2006).*

Точки 15-16. В раннекаменноугольных и силурийских кварцевых песчаниках хр.Брукса (15) и п-ова Лисбёрн (16) установлены многочисленные детритные цирконы с возрастом 510-650 млн лет *(Moore et al., 2007).*

Точка 17. На п-ове Сьюард (западная Аляска) в гнейсах формации Томпсон Крик установлены зональные цирконы с U/Pb изотопным возрастом ядер 565±6 млн лет и возрастами метаморфических обрамлений 94±2 млн лет. Кроме того, распространенные здесь же метаосадочные породы формации Номо Групп содержат многочисленные детритные цирконы с возрастами ~683 млн лет, а также средне-позднекембрийские цирконы *(Amato, 2004).*

Точка 18. На п-ове Сьюард (западная Аляска) из 12 образцов (метаморфизованные палеозойские силикокластические породы) были отдатированы 934 циркона *(Amato et al., 2009).* Большинство возрастов попадает в интервал 700–540 млн лет, при этом фиксируются хорошо выраженные пики для возрастов 400–440, 485, 510–560, 590–620 и 660–720 млн лет.

Точка 19. Среди кластогенных цирконов из триасовых песчаников острова Врангеля установлены единичные детритные цирконы с возрастами 510.7±15.7 и 667.6±17.7 млн лет *(Miller et al., 2006).*

Точка 20. Обломочные цирконы из нескольких верхнепалеозойских толщ о. Врангеля характеризуются максимальными частотными пиками с возрастами в диапазоне ~550–800 млн лет и меньшими по интенсивности пиками в диапазоне возрастов ~1.0–2.0 млрд лет и ~440–490 млн лет (*Miller et al., 2010* (в печати)).

Точки 21-23. В Чукотском блоке, в триасовых песчаниках Мырговаамского бассейна (Раучанского трога) в числе прочих встречены обломочные цирконы с возрастами в диапазоне от 510 до 680 млн лет (Тучкова и др., 2006; Miller et al., 2006).

Точка 24. В коллизионных гранитах одного из гранитных массивов Чукотки (деформированные лейкограниты южной части Быстринского массива), расположенного к северу от Анюйской сутурной зоны, по данным *(Katkov et al., 2007)* в магматогенных цирконах, U/Pb изотопный возраст которых 112.8±1.3 млн лет, содержатся единичные ксенокристы более древних цирконов с возрастом 717.5 (а также 1070.4 и 1581.5) млн лет.

Точки 25-27. Кластогенные цирконы из триасовых песчаников верхоянского комплекса пассивной окраины Сибирского палеоконтинента представлены, наряду с прочими, и цирконами с позднедокембрийско-раннепалеозойскими возрастами *(Miller et al., 2006).*

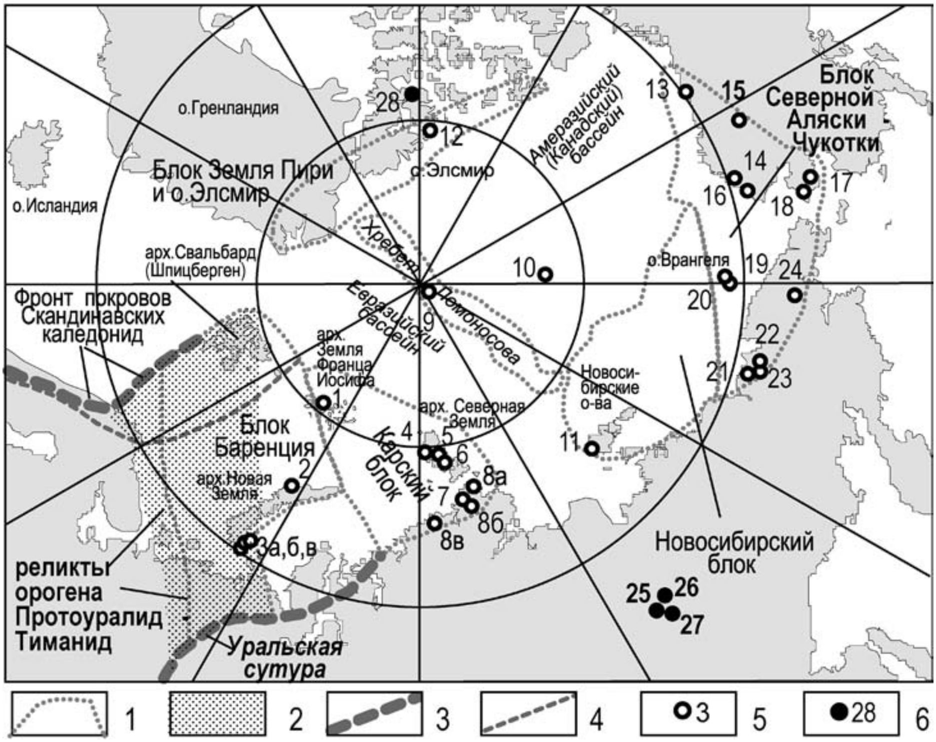


Рис. 13. Схема расположения мест обнаружения в пределах Арктической области Земли детритных (кластогенных) и ксеногенных минералов с позднедокембрийскими и раннепалеозойскими изотопными возрастами.

1 – границы блоков континентальной коры, входивших в состав позднедокембрийского континента Арктида; 2 – реликты кембрийского орогена Протоуралид-Тиманид; 3 – палеозойские структуры, ограничивающие реликты орогена Протоуралид-Тиманид (на северо-западе – фронт покровов скандинавских каледонид, на юго-востоке – Уральская сутура); 4 – каледонский деформационный фронт; 5 – места обнаружения продуктов размыва орогена Протоуралид-Тиманид; 6 – места обнаружения продуктов размыва позднедокембрийско-раннепалеозойских комплексов на севере Северной Америки и на севере Сибири.

Следует особо отметить, что:

1. В возрастах популяций детритных цирконов из триасовых песчаников южного борта Свердрупского бассейна (рис. 13, Т28) абсолютно не представлены детритные цирконы с возрастным интервалом 500–730 млн лет. Отсутствие популяции кластогенных цирконов этого возраста объясняется тем, что обломочный материал этих песчаников происходит из Северной Америки. И действительно, в Северной Америке позднедокембрийско-раннепалеозойские кристаллические породы распространены лишь на нескольких ограниченных участках в Аппалачах *(Rahl et al., 2003)*, где они участвуют в строении эпигондванских террейнов. Более того, на недавно проведенном сопоставлении U/Pb возрастов обломочных цирконов и тектоно-магматических (орогенических) явлений на разных континентах и в пределах Северной Америки *(Barbea et al., 2005)*, учитывающем самые новейшие достижения провенанс-анализа (provenance), отчетливо видно, что в Северной Америке обломочных цирконов с такими возрастами практически нет.

Все это доказывает то, что Северная Америка не могла быть поставщиком кластогенных минералов с возрастом в диапазоне от ~510 до ~700 млн лет в Арктическую область. Однако триасовые песчаники северного борта Свердрупского бассейна (рис. 13, Т12) содержат детритные цирконы с «протоуральско-тиманскими» возрастами, поскольку поставщиком кластогенного материала в эту часть бассейна был ороген Протоуралид-Тиманид и/или палеозойские комплексы Арктики, содержащие продукты его размыва.

2. Пробы из точек Т12-18, располагающихся в пределах блоков, относящихся к Арктиде и расположенных сейчас по периферии Северной Америки (блок Земли Пири и о. Элсмир, а также блок Северной Аляски), характеризуются наличием в палеозойских и триасовых породах популяций позднепалеозойско-кембрийских цирконов, нетипичных для источников сноса, располагающихся в пределах Северной Америки.

3. В верхоянском комплексе (Т25-27) источниками цирконов с возрастами в диапазоне 500-730 млн. лет могли быть позднедокембрийско-раннепалеозойские комплексы, широко распространенные на юге Сибири. Однако Чукотская часть блока Арктической Аляски – Арктической Чукотки (Т19-24) и Карский (Т4-8) блоки были отделены от Сибири структурами мезозойского Анюйского океана *(Sokolov et al., 2003)* и его позднепалеозойско-раннемезозойского западного продолжения *(Верниковский, 1996; Руженцев и др., 2001)* соответственно. Поэтому маловероятно, что найденные в этих «точках» детритные и ксеногенные минералы с позднедокембрийскими и кембрийскими возрастами имели сибирское происхождение. Наиболее вероятным источником происхождения этих минералов с возрастами в диапазоне от ~500 до ~730 млн лет являются комплексы орогена Протоуралид-Тиманид.

Таким образом, обнаружение популяций кластогенных и ксеногенных цирконов и других минералов с возрастами в диапазоне от ~500 до ~730 млн лет в различных частях Арктического сектора доказывает:

1. Продукты разрушения орогена Протоуралид-Тиманид разносились не только в пределы Балтики, т.е. к юго-западу от орогена, но и к северо-востоку от него;

2. Сам факт разноса продуктов разрушения орогена Протоуралид-Тиманид по пространствам, расположенным к северо-востоку от орогена, означает, что к северо-востоку от орогена, начиная с самого начала палеозоя, не было океанического бассейна.

3. Беспрепятственный разнос продуктов разрушения орогена Протоуралид-Тиманид в палеозое и начале мезозоя по всему пространству Арктики может означать, что здесь располагался единый массив с корой континентального типа и отсутствовали сколь-нибудь крупные океанические бассейны, которые бы подразделяли континентальный массив на отдельные блоки и создавали на пути транспортировки продуктов размыва орогена Протоуралид-Тиманид непреодолимые препятствия.

В целом, наличие в палеозойских и раннемезозойских комплексах многих районов Арктики детритных и ксеногенных минералов с возрастом в диапазоне от ~500 до ~730 млн лет можно интерпретировать как продукты размыва орогена Протоуралид-Тиманид. А это означает, что к северо-востоку от орогена, начиная с самого начала палеозоя, располагался континент, т.е. однозначно указывает на то, что в современной структуре Тимано-Печорско – Баренцевоморского региона и в северных районах Урала мы имеем дело с реликтами коллизионного орогена.

Палеобиогеографические доказательства связи различных частей Арктиды и Балтики в раннем палеозое

Очевидно, что сам факт существования единого континента Аркт-Европа, с располагавшимися на нем речными системами (каналами транспортировки кластического материала), внутриконтинентальными и окраинноконтинентальными (краевыми, маргинальными) седиментационными бассейнами, должен был бы предопределить тесные палеобиогеографические связи между седиментационными бассейнами, располагавшимися в разных, возможно даже достаточно удаленных друг от друга частях этого континента. А то, что этот массив континентальной коры был изолирован от других континентальных блоков океаническими пространствами, должно было бы предопределить существование некоторых палеобиогеографических различий между седиментационными бассейнами, располагавшимися на других удаленных от него континентах.

И действительно, в последние годы появились данные о схожести фаунистических сообществ из раннепалеозойских толщ разных частей реконструируемого нами континента Аркт-Европа, как тех, которые до этапа кембрийской коллизии принадлежали Балтике, так и тех, которые принадлежали Арктиде. Приведем несколько примеров.

1). В работе *(Mannik et al., 2007)* сообщается, что изученные сообщества конодонтов из ордовикско-силурийских толщ островов архипелага Северная Земля (Карский блок) принадлежат сообществам провинций внутриконтинентального типа (Midcontinent Province type) и указывают на то, что вмещающие их толщи формировались в теплом мелководном бассейне. При этом отмечается, что идентичные сообщества известны из нескольких разрезов одновозрастных толщ Тимано-Печорского региона (ЮВ Баренция и прилегающие части СВ Балтики). Сходство отмечено и для конодонтов из силурийских комплексов Северной Земли и Тимано-Печорского региона. Кроме того, некоторые элементы этих конодонтовых сообществ типичны (аналогичны) таковым из конодонтовой фауны Эстонии, а некоторые представители ордовикских и силурийских конодонтовых сообществ Северной Земли неизвестны нигде кроме как в одновозрастных толщах Земли Пири на севере Гренландии (блок Земли Пири).

2) В работе *(Rasmussen, Harper., 2007)* сообщается, что позднеордовикские брахиоподовые сообщества, описанные в северной Аляске (Farewell terrane), имеют тесные аналогии с таковыми, известными на Колыме (Чукотский блок), на Северном Таймыре (Карский блок) и в пределах Балтики. При этом некоторые рода (genera) брахиопод из этих сообществ встречаются исключительно в Балтике.

3) По устному сообщению Кристиана Расмунсена (Rasmussen Christian Mac Ørum) из Музея натуральной истории в Копенгагене, на Аляске (Farewell terrane) установлены брахиоподы, описанные только(!) в Эстонии, что свидетельствует, по его мнению, о связи северной Аляски (блок арктической Аляски – северной Чукотки) и Балтики в ордовике. Кроме того, по сообщению Яна Уве Эббестада (Jan Ove Ebbestad) из Музея палеонтологической эволюции в Упсале (Palaeontology Museum of Evolution, Uppsala, Sweden) на это же указывает анализ сообществ гастропод.

4) В работе *(Fortey, Bruton., 1973)* сообщается, что сообщества трилобитов, представленные несколькими родами четырех семейств, собранными в тре-

мадокских (нижнеканадских по (*Fortey, Bruton., 1973*) известняках горизонта Спора (нижняя часть разреза свиты киртонрюген низов серии ослобриин) на севере западного побережья пролива Хинлопенстрит (СВ часть полуострова Новая Фрисландия острова Шпицберген). При этом по заключению самих Р. Фортея и К. Барнеса тремадокская трилобитовая фауна из разреза горизонта Спора в районе ледника Валхалфонна похожа на фауну из «... севера Норвегии и юга Скандинавии... («... is similar to the Tremadocian of northern Norway and southern Scandinavia...» (*Fortey, Bruton, 1973*). По-видимому, говоря о юге Скандинавии авторы имеют в виду район грабена Осло. Это означает, что трилобитовая фауна из нижнепалеозойских толщ района грабена Осло (северо-западная часть Балтики) эквивалентна трилобитовой фауне из одновозрастных толщ северо-восточного Свальбарда (Шпицбергенский блок), а значит и то, что в самом начале ордовика фрагменты северо-западного продолжения бывшей Большеземельской окраины Арктиды и северо-западные части Балтики представляли собой единый эпиконтинентальный седиментационный бассейн.

5) В работе (*Moczydlowska et al., 2004*) сообщается о том, что по анализу видового и родового разнообразия брахиопод их позднекембрийских толщ, вскрытых глубокими скважинами на о. Колгуев (юго-восточная часть Баренции), эти сообщества аналогичны таковым из одновозрастных толщ Московской синеклизы и района г. Санкт-Петербурга. Это в рамках разрабатываемой нами геотектонической модели может означать лить одно – в позднем кембрии (т.е., после коллизии Балтики и Арктиды) фрагменты бывшей Большеземельской окраины Арктиды и северные части Балтики представляли собой единый эпиконтинентальный седиментационный бассейн.

Таким образом, существующие многочисленные разнообразные палеонтологические данные указывают на биогеографические связи Балтики и Арктиды в раннем палеозое, что подтверждает представления об их совместном участии в строении единого раннепалеозойского континента Аркт-Европа, который был изолированным раннепалеозойским континентом, окруженным со всех сторон океаническими пространствами (барьерами на пути миграции Лаврентийских или Сибирских фаунистических сообществ) вплоть до того, как он (в результате закрытия океана Япетус) на рубеже силура и девона столкнулся с Лаврентией, а впоследствии и с Сибирью.

«АВС-концепция» и вытекающий из нее модернизированный сценарий позднедокембрийского и палеозойского этапа формирования северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи

Существование большого докембрийского палеоконтинента Арктида в Арктическом секторе не противоречит известным фанерозойским плитотектоническим реконструкциям собирания северной части Пангеи, изложенным во введении, они лишь слегка модернизируются. А вот самый ранний позднедокембрийский – раннепалеозойский эпизод в авторской интерпретации («АВС-концепция») существенно изменен. Тектонический сценарий геодинамической эволюции западного сектора Арктики и северо-восточной периферии ВЕП в конце докембрия – самом начале палеозоя может быть подразделен на три главных этапа.

I ЭТАП – поздний докембрий. Вслед за другими исследователями, например, (*Балуев, 2006 и др.*) автор полагает, что позднедокембрийская Тиманско-Уральская пассивная окраина Балтики начала свое развитие с момента разрушения суперконтинента Палеопангея (или, по другой терминологии, – Родиния). В среднем-позднем рифее на границе континентальных фрагментов этого суперконтинента, которые стали в будущем Балтикой и Лаврентией, проявился рифтогенез. В результате этого в той части суперконтинента, которая в будущем стала Балтикой, в зоне растяжения заложилась и получила развитие система субпараллельных рифтовых прогибов, которая в работах А.С. Балуева (2006 и др.) названа – рифтовая система Белого моря (рис. 4). Развитие процессов рифтогенеза привело к полному разрыву древней континентальной коры, отделению Балтики от Лаврентии и образованию вдоль новообразованного края Балтики пассивной континентальной окраины.

Со стороны Балтики (с юго-запада) к этой окраине примыкала продолжавшая свое развитие рифтовая система Белого моря *(Балуев, 2006)*, а с противоположной стороны (с северо-востока) располагался новообразованный океанический бассейн, который предлагается именовать – Протоуральско-Тиманский океан *(Кузнецов и др., 2005а,б, 2007б; Kuznetsov et al., 2007)*. На противоположном от Балтики краю океана в позднем рифее и венде располагался континент Арктида (рис. 3А), существовавший в это время как самостоятельный континент. В самом конце рифея и в венде литосфера Протоуральско-Тиманского океана субдуцировалась под Большеземельскую активную окраину Арктиды.

II ЭТАП – конец венда – начало кембрия. К временному рубежу позднего докембрия и кембрия литосфера Протоуральско-Тиманского океана полностью поглотилась под Большеземельскую активную окраину Арктиды и произошла коллизия Арктиды и Балтики с образованием композитного континента (рис. 3Б), который было предложено *(Борисова и др., 2001, 2003)* называть палеоконтинент Аркт-Европа (Арктевропейский палеоконтинент). Следом Протоуральско-Тиманского океана является сутура, маркируемая Припечорско-Илыч-Чикшинской зоной разломов в фундаменте Печорской плиты и отчетливо проявляемая в потенциальных полях (рис. 5), а также её ЮВ и СЗ продолжения на Урале и в пределы Баренцевоморского шельфа, соответственно *(Кузнецов и др., 2005б; Kuznetsov et al., 2007)*. В зоне столкновения Большеземельской активной окраины Арктиды и Тиманской части Тиманско-Уральской пассивной окраины Балтики образовался дивергентный коллизионный ороген Протоуралид-Тиманид *(Кузнецов, 2008; Кузнецов и др., 2005а,б, 2007а,б; Kuznetsov et al., 2007)*. Ороген Протоуралид-Тиманид в раннем палеозое был высокостоящей областью и испытывал интенсивную эрозию, а продукты его разрушения беспрепятственно разносились по всему палеоконтиненту Арктида.

III ЭТАП – палеозой. В начале этого этапа коллизионный ороген Протоуралид-Тиманид был подвержен постколлизионному коллапсу и частичному расчленению. В частности, на юго-восточном фланге некоторые фрагменты орогена по правым сдвигам были перемещены вдоль Уральского края Балтики на юг (в современных координатах), а на северо-восточном – по левым сдвигам вдоль Скандинавской окраины Балтики на запад (в современных) координатах. Реликты этих фрагментов в настоящее время распознаются в структурах поднятия Уралтау (см. Рис. 4.) и Финнмаркена, соответственно. К концу кембрия тектоническая активность во внутриконтинентальном поясе Протоуралид-Тиманид постепенно сошла на нет, маркируя окончательное оформление композитного континента Аркт-Европа (Арктида + Балтика) как единого жесткого континентального блока. Начиная с конца кембрия – начала ордовика области развития дислоцированных и частично эродированных комплексов орогена Протоуралид-Тиманид на всем обширнейшем пространстве Западной Арктики вступили в платформенный этап своего развития и на них начали накапливаться однотипные чехольные образования. Так, на севере Урала *(Юдович и др., 1998; Bogolepova, Gee., 2004)*, в фундаменте Печорской плиты *(Малышев, 2002; Тимонин, 1998)*, на севере Пайхоя *(Тимонин и др., 2004)*, на Вайгаче и в южной части Новой Земли *(Кораго и др., 1993; Шкарубо и др., 2001; Korago et al., 2004)*, на островах архипелага Северная Земля (Lorenz, 2005) и на Свальбарде *(Красильщиков, 1973; Кузнецов, 2009б,в; Кузнецов и др., 2009б)* однотипные позднекембрийские или раннеордовикские комплексы несогласно перекрывают дислоцированные и глубоко эродированные позднедокембрийско-среднекембрийские(?) комплексы протоуралид-тиманид и их возрастных аналогов.

Единый чехол, начинающийся с позднекембрийских или раннеордовикских толщ, залегающий поверх протоуралид-тиманид на огромных пространствах Тимано-Печорско–Баренцевоморского региона и севера Западного Урала, раннепалеозойские палеомагнитные характеристики Карского блока *(Метелкин и др., 2000)*, сопоставимые с таковыми для Балтики, а также отсутствие геодинамических индикаторов девонских коллизионных обстановок на Новой и Северной Земле и другие данные (см. далее) являются основанием обновленной, по сравнению с «Зоненшайновской» версией, реконструкции Арктиды. Повторим, что по сравнению с «Зоненшайновской» Арктидой, в современном понимании верхний временной рубеж существования Арктиды как независимого

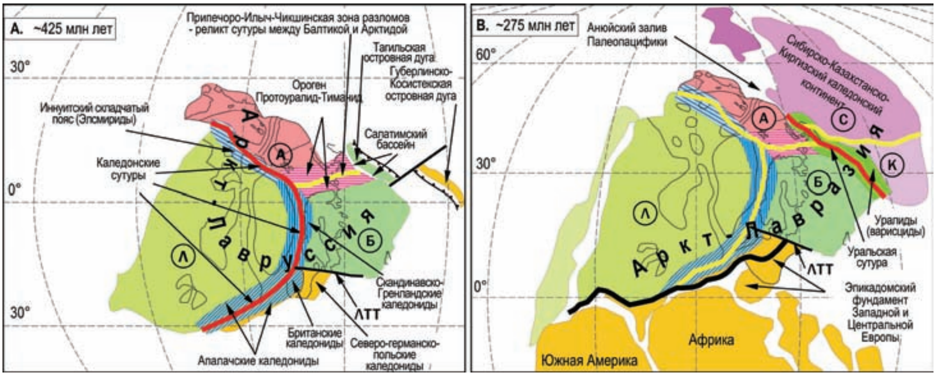


Рис. 14. Плитотектонические реконструкции палеозойских композитных континентов – эпикаледонского континента Аркт-Лавруссия (А) и эпигерцинского континента Аркт-Лавразия (Б), по (Кузнецов, 2009а,в). Л – Лаврентия, А – Арктида, Б – Балтика, С – Сибирь, К – Казахстан, ЛТТ – Линия Торнквиста-Тейссера. При построении реконструкций использована компьютерная программа «TRACKER», любезно предоставленная К.Скотизем.

континента ограничен временной границей венда и кембрия, а в ее состав в числе прочего включены также части Западного Урала и Тимано-Печорско-Баренцевоморского региона, расположенные к северо-востоку от Припечорско-Илыч-Чикшинской сутуры (рис. 4, 5). При этом полагается, что начиная с позднего кембрия западные и юго-западные части Арктиды (а, следовательно, и сама Арктида) уже составляли с Балтикой единое целое – композитный континент Аркт-Европа.

Позднее, в начале среднего палеозоя (? в силуре) континент Аркт-Европа столкнулся с Лаврентией (рис. 14А, 15). При этом сформировался каледонский складчатый пояс Скандинавии и Гренландии и Иннуитский складчатый пояс Арктической Канады, «спаявшие» Аркт-Европу и Лаврентию в каледонский композитный континент Аркт-Лаврусcия (Аркт-Европа + Лаврентия). При этом северо-западный фланг орогена Протоуралид-Тиманид (к тому времени существенно эродированного); был вовлечен в каледонскую орогению. Далее, в позднем палеозое каледонский композитный континент Аркт-Лавруссия своим уральским краем столкнулся с каледонским композитным Сибирско-Казахстанско-Киргизским континентом (рис. 14Б, 15). В зоне коллизионного взаимодействия этих каледонских континентов сформировался позднепалеозойский коллизионный ороген Уралид, в структуру которого оказались вовлечены: дислоцированные фрагменты окраинноконтинентальных и внутриокеанических надсубдукционных систем, реликты разделявших их бассейнов с корой океанического типа и т.п., в том числе в Уральскую орогению были вовлечены реликты юго-восточного фланга орогена Протоуралид-Тиманид. Формирование коллизионного орогена Уралид фактически привело к образованию суперконтинента Аркт-Лавразия (Аркт-Лавруссия + Сибирско-Казахстанско-Киргизский континент) – северной части Вегенеровской Пангеи (рис. 15).

В мезозое и начале кайнозоя уже на этапе распада Пангеи на арктической периферии Аркт-Лавразийской части Пангеи активно проявились деструктивные процессы, охватившие главным образом области, расположенные в пределах бывшего континента Арктида и выразившиеся в раскрытии океанических бассейнов современного Северного Ледовитого океана – котловин Макарова, Подводников, Амеразийской (Канадской) и Евразийской (рис. 1). При этом обширные континентальные области были подвержены растяжению, а отде-

Рис. 15. Схема собирания Пангеи.

льные фрагменты бывшей Арктиды были причленены к северной окраине Евразии при закрытии Анюйского «залива» Палеопацифика и в настоящее время являются частями обширного арктического шельфа Северной Евразии. Другие фрагменты бывшей Арктиды остались в периферических частях Северо-Американского континента (Арктическая Аляска, северная часть Канадского Арктического архипелага и север о. Гренландия) или между новообразованными океаническими бассейнами (блоки хребтов Ломоносова, Менделеева и Альфа).

Автор выражает искреннюю признательность А.А. Соболевой, О.В. Удоратиной и К.В. Куликовой (ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар) за помощь в изучении протоуральско-тиманских гранитов и совместное участие в полевых работах, а также К.Е.Дегтяреву (ГИН РАН, Москва) и академику РАН Ю.Г. Леонову за серьезную организационную и научную поддержку исследований автора в Западной Арктике.

Статья подготовлена в соответствии с планами работ в рамках программы ОНЗ РАН № 14 («История формирования бассейна Северного Ледовитого Океана и режим современных природных процессов Арктики»), а также проектов РФФИ – 09-0900812 и 09-05-01033.

Список литературы

Андреичев В.Л. K-Ar, Rb-Sr, Sm-Md и Pb-Pb изотопно-геохронологические системы в эклогитах Марункеуского блока (Полярный Урал). Сыктывкар. Геопринт. 2003. 26с.

Андреичев В.Л., Юдович Я.Э. Рубидий-стронциевый возраст гранитов Народинского массива (Приполярный Урал) // Геология Европейского севера России. Т.3. Сыктывкар: 1999. С. 51–56.

Андреичев В.Л., Ларионов А.Н. 207Pb/206Pb датирование единичных кристаллов цирконов из магматических пород Северного Тимана // Изотопное датирование геологических процессов. Москва. ГЕОС. ИГЕМ РАН. 2000. С. 26–28.

Андреичев В.Л., Литвиненко В.Л. Изотопная геохронология гранитоидного магматизма фундамента Печорской плиты. Сыктывкар. Геопринт. 2007. 68с.

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника, 2006, № 3, с. 23–38.

Белякова Л.Т., Степененко В.И. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №12. С. 106-117.

Беляцкий Б.В., Ларионов А.Н., Андреева И.А. и др. Оценка возраста и источников сноса кварцевых песчаников поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан): морфология и SHRIMP анализ цирконов. Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. М.: ГЕОС. 2006. Т. 1. С. 101–105.

Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю. и др. Суперконтинент Арктевропа и его значение для глобальных плитотектонических реконструкций. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. М.: ГЕОС, 2001. с. 93–96.

Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю. и др. Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднедокембрийско–раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии). Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС. 2003. Т. 1. С. 68-71.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: изд-во СО РАН. НИЦ ОИГГМ. 1996. 202 с.

Довжикова Е.Г. Позднедокембрийский магматизм Припечорской зоны разломов (центральной части Печорской плиты). Автореф. дис. канд-геол-мин. наук. Сыктывкар. 2007. 24 с.

Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

Душин В.А. Некоторые особенности строения фундамента арктической части Уральского орогена. Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. Е-бург: ИГиГ УрО РАН. 2004. С. 24–26.

Журавлев В.С., Гафаров Р.А. Схема тектоники северо-востока Русской платформы // ДАН СССР. 1959. Т. 128. № 5. С. 151–152.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника, 1987. № 3, с. 16–27.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2-х кн., М., Недра, 1990. кн. 1. 328с.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики. Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.Н., Петрова В.И. О тектонической природе системы центрально-арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.

Кораго Е.А., Чухонин А.П. Новые данные о геологическом строении и возрасте гранитоидов массива Митюшев Камень (Новая Земля) // Доклады АН СССР. 1984. Т.277. № 2. С. 445–448.

Кораго Е.А., Чухонин А.П. Гранитоидные формации Новой Земли // Известия Академии Наук СССР. Сер. Геологич. 1988. №8. С. 28–35.

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Платонов Е.Г. Докембрий Новой Земли // Отечественная геология. 1993. №2. С. 36–48.

Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н. Магматизм Новой Земли (в контексте геологической истории Баренцево-Северокарского региона). С-Пб. Труды НИИГА-ВНИИОкеанология. 2005. Т. 209. 225 с.

Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Джи Д. и др. К вопросу о возрасте становления континентальной коры на западе Евразийской Арктики (по геохронометрии цирконов из ордовика и силура северозапада Новой Земли). Геология полярных областей Земли. М.: ГЕОС. 2009. Т. 1. С. 321-325.

Костюченко С.Л. Глубинное строение севера Восточно-Европейской платформы и прилегающих районов. В кн. Строение литосферы российской части Баренц-региона. (Ред. Шаров Н.В., Митрофанов Ф.П., Верба М.Л., Лиллен К.). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. с. 80–98.

Костюченко С.Л., Джи Д., Егоркин А.В., Сапожников Р.Б. Структура и геодинамика северо-востока Европейской части России. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2006. С. 540–553.

Красильщиков А.А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя. Труды НИИГА. Т.172. Л.: Недра. 1973. 120 с.

Кузенков Н.А., Соболева А.А., Матуков Д.И. Возраст интрузивных образований Тынаготского района (Приполярный Урал) по данным изотопного датирования единичных кристаллов циркона // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Т.II. Сыктывкар: Геопринт. 2004. С. 98–102.

Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген Протоуралид-Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // Доклады РАН. 2008. Т. 423, №6. С. 774–779.

Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап «собирания» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюллетень МОИП. Отд. Геологический. 2009а. Т. 84. Вып. 1. С. 18–38.

Кузнецов Н.Б. Структурное основание Свальбарда: северо-восточное продолжение Скандинавских каледонид или северо-западное продолжение Протоуралид-Тиманид? // Бюллетень МОИП. Отд. Геолог. 2009б. Т. 84. Вып. 3. С. 23–51.

Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Дис. на соиск. учен. степени доктора г.-м.н. М.: ГИН РАН. 2009в. 475 с.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Формирование доордовикских гранитоидных вулкано-плутонических ассоциаций Североуральско – Тимано-Печорского региона и протоуральская эволюция северо-восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука. 2005а. Т. 2. С. 158–200.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция Протоуралид-Тиманид. Сыктывкар: Геопринт. 2005б. 100 с.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Протоуралиды, Тиманиды и Доордовикские гранитоидные вулкано-плутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. № 4. С. 3–22.

Кузнецов Н.Б., Куликова К.В., Удоратина О.В. Структурные особенности протоуралид поднятия Енганэ-Пэ (Полярный Урал) как отражение кембрийской коллизии Балтики и Арктиды // Доклады РАН. 2007а. Т. 415, № 1, с. 77–82.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст.2. Позднеедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007б. №1. С. 32–45.

Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В. Геодинамические условия формирования и возраст гранитоидов Вангырского массива, Приполярный Урал // Бюллетень МОИП. Отд. Геологический. 2007. Т. 82, вып. 2. С. 3–12.

Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. Результаты изучения детритных цирконов из вендских песчаников поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала): тестирование представлений о первичной тектонической принадлежности протоуралид-тиманид // Геологический сборник № 7. Информационные материалы ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2008. С. 54–67

Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. м др. Первые результаты изотопного датирования детритных цирконов из кластогенных пород комплексов протоуралид-тиманид: вклад в стратиграфию позднего докембрия поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала). Доклады РАН. 2009а. Т. 424, N 3. С. 363–367.

Кузнецов Н.Б., Черный Ю., Манецки М. и др. Первые находки кембрийских конодонтов на Шпицбергене и проблема ярльсбергского несогласия // Доклады РАН. 2009б. Т. 424, N 5. С. 648–65.

Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М. Белоусова Е.А. О`Рейли С. Первые результаты изотопного анализа детритных цирконов поднятия Енганэ-Пэ (Полярный Урал): попытка определения палеотектонической позиции Протоуралид-Тиманид. // Доклады РАН. 2009в. Т.426. №4. С. 504–510.

Кузнецов Н.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джежим-Парма) // Доклады РАН. 2010 (в печати).

Кузьменкова О.Ф. Петрография магматических пород трапповой формации венда Беларуси // Литасфера. 2007. №2 (27). С. 81–95.

Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Пиис В.Л. О возможном восточном продолжении Северо-Таймырской коллизионной зоны на шельфе Восточной Сибири: тестирование двухполюсной модели раскрытия Амеразийской котловины. Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.:Геос. 2010. Т. 1 (в печти).

Любцов В.В., Михайлова Н.С., Предовский А.А. Литостратиграфия и микрофоссилии позднего докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кольский ФАН СССР. 1989. 130 с.

Любцов В.В., Предовский А.А. К стратиграфии верхнепротерозойских отложений Кольского побережья (Баренцевоморский регион) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. №3. С. 17–28.

Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность Европейского севера России. Екатеринбург. УрО РАН. 2002. 270 с.

Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. №2. С. 54–95.

Маслов А.В., Ишерская М.В., Оловянишников В.Г. и др. Литофациальные комплексы в разрезах венда востока, северо-востока и севера Восточно-Европейской платформы и западной мегазоны Урала. Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. Уфа: «ДизайнПолиграфСервис». 2006. С. 79–82.

Махлаев Л.В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Е-бург, 1996. 150 с.

Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А. и др. Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2000. т.41. №12. С. 1816–1820.

Мизин В.И. Позднепротерозойский вулканизм Севера Урала. Л.: Наука. 1988. 190 с.

Никифоров О.В., Калеганов В.А. Калий-аргоновое датирование зонального метаморфизма плато Кваркуш. Ежегодник-90. Екатеринбург. ИГиГ УрО РАН. 1991. С. 78–79.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 164 с.

Оффман П. Е. Происхождение Тимана. М.: Изд-во АН СССР. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 58. 1961. 140 с.

Поселов В.А., Верба В.В., Жолондз С.М. Типизация земной коры Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2007. № 4. С. 48–59.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа. ДАУРИЯ, 2000. 146 с.

Пучков В.Н. Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003, № 1-2. С. 28–39.

Пучков В.Н. Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.:ГЕОС. 2005. С. 309–342.

Ронкин Ю.Л., Синдлер С., Маслов А.В. и др. Древнейшие (3.5 млрд. лет) цирконы Урала: U–Pb (SHRIMP-II)- и TDM-ограничения // Доклады РАН. 2007. Том 415, вып. 5. С. 651–657.

Руженцев С.В., Диденко А.Н., Лубнина Н.В. Урало-Арктический девонско-каменноугольный бассейн. ДАН. 2001. Т. 380. № 1. С. 94–97.

Русин А.И. Карта метаморфизма северной части Кваркушского поднятия (Северный Урал) Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 96–99.

Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск; Карельский научный центр РАН, 2008 296 с.

Соболева А.А. Вулканиты и ассоциирующие с ними гранитоиды Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 2004. 146 с.

Соболева А.А., Кузенков Н.А., Удоратина О.В., Иванов В.Н. Высокоглиноземистые граниты S-типа в составе коллизионных гранитоидов Приполярного Урала. Геология и минеральные ресурсы европейского СВ России. Сыктывкар: ГЕОПРИНТ. 2004. Т.II. С 135–138.

Соболева А.А., Удоратина О.В., Кузенков Н.А. и др. Свободненский гранито-гнейсовый массив (Приполярный Урал). Петрография и минералогия севера Урала и Тимана. Тр. ИГ КНЦ УрО РАН. Вып.119. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН. 2005. С. 65–96.

Соболева А.А., Куликова К.В., Кузнецов Н.Б., Моргунова А.А. Доуралиды поднятия Енганепэ (Полярный Урал). Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. Е-Бург: ИГиГ УрО РАН. 2008. С. 152–155.

Тимонин Н.И. Печорская плита. Екатеринбург: УрО РАН. 1998. 240 с.

Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А. Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН. 2004. 225 с.

Тучкова М.И., Миллер Э.Л., Джерель Дж. и др. Палеореконструкции триасового бассейна Западной Чукотки по результатам датирования цирконов. Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. М.: ГЕОС. 2006. Т. 2. С. 324–327.

Удоратина О.В., Соболева А.А., Кузенков Н.А. и др. Возраст гранитоидов Маньхамбовского и Ильяизского массивов (Северный Урала): U-Pb данные // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 6. С. 810–815.

Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала // Известия АН СССР, серия геологическая. 1948, № 5, с. 121-134.

Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. Проблемы региональной тектоники Евразии. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 92. М.: Изд-во АН СССР, 1963. с. 35–63.

Шаров Н.В., Митрофанов Ф.П., Верба М.Л., Лиллен К. (Ред.). Строение литосферы российской части Баренц-региона. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2005. 256 с.

Шатский Н.С. Основные черты строения Восточно-Европейской платформы // Известия АН СССР, 1946. сер. Геол. №1. С. 5–62.

Шишкин М.А., Малых И.М., Матуков Д.И., Сергеев С.А. Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала. Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Т. II. Сыктывкар: Геопринт. 2004. С. 148–150.

Шкарубо С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R – 38-40 – о. Колгуев. Объяснительная записка. С.-Петербург: ВСЕГЕИ. 2001

Щипанский А. А., Самсонов А. В., Петрова А. Ю., Ларионова Ю. О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. №1. С. 43–70.

Шумлянский Л.В., Носова А.А. Возраст литосферного источника вендских траппов Волыни // Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine, 2008, №1. С. 115–118.

Юдович Я.Э., Ефанова Л.И., Швецова И.В. и др. Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепендиты. Сыктывкар. Геопринт. 1998. 97 с.

Amato J. Crystalline basement ages, detrital zircon ages, and metamorphic ages from Seaward peninsula: implications for Proterozoic and Cambrian-Ordovician paleogeographic reconstructions of the Arctic-Alaska terrane. Denver Annual Meeting GSA, 2004. p. 6–3.

Amato J.M., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. et al. Late Proterozoic–Paleozoic evolution of the Arctic Alaska–Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: Implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // GSA Bulletin. 2009. V. 121. N. 9/10. P. 1219–1235.

Barbeau D.L., Ducea M.N., Gehrels G.E. et al. U-Pb detrital-zircon geochronology of northern Salinian basement and cover rocks // GSA Bulletin. 2005; v. 117; N. 3/4. P. 466–481; doi: 10.1130/B25496.1

Beckholmen M., Glondy J. Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarkush metamorphic basement, Northern Urals, Russia. In: Gee, D.G., Pease, V. (Eds.), The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Soc., London, Memoirs, 30, 2004. p. 125–134.

Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 23–45.

Bogolepova O.K., Gee D.G. Early Palaeozoic unconformity across the Timanides, NE Russia. In.: The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. In: Gee D.G. and Pease V. (Eds.). Geol. Soc., London. Memoir. 30. 2004. p. 191–206.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity // Earth-Science Reviews, 2005. 72, p. 39–66

Fedonkin M.A., Simonetta A., Ivantsov A.I. New data on Kimberella, the Vendian mollusc-like organism (White Sea region, Russia): paleoecological and evolutionary implications. In: Vickers- Rich P., Komarower P. (Eds.) «Rise and Fall of the Vendian Biota», Geological Society of London, Special Volume 286. 2007. P. 157–179.

Fernandez-Suarez J., Gutieerrez-Alonso G., Tubrett M.N. New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U–Pb detrital zircon ages // Precambrian Res. 2000. Vol.102. P. 185–206

Fortey R., Bruton D. Cambrian-Ordovician rocks adjacent Hinlopenstreet, north Ny Friesland, Spitsbergen // Geological Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. P. 2227–2242.

Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B. et al. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skrifter. 1966. V.137. p. 1–39.

Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al. New Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages from Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarforschung. 2000. V. 68. p. 161–170.

Gee D.G., Bogolepova O.K., Lorents H. The Barentsian Caledonides and relationships to the North Kara terrane. Recent Developments in the Geological History of the British Isles – A Tribute to W. Stuart McKerrow. Friday January 14 to Sunday January 16th, 2005. Oxford University Museum of Natural History. Oxford. 2005. P. 21.

Gee D.G., Pease V. (eds) The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Society, London, Memoirs, 30. 2004.

Glodny J., Pease V., Montero P. et al. Protolith ages of eclogites, Marum-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northern European continental margin. In: Gee, D.G., Pease V. (Eds.), The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Soc., London, Memoirs, 2004. 30, p. 87–105.

Grantz A., Pease V.L., Willard D.A. et al. Bedrock cores from 89.8 North: Implications for the geologic framework and Neogene paleoceanography of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // GSA Bulletin; October; v. 113. N.10. 2001. P. 1272–1281.

Gutierrez-Alonso G., Fernandez-Suarez J., Collins A.S. et al. An Amazonian Mesoproterozoic basement in the core of the Ibero-Armorican arc: 40Ar/39Ar detrital mica ages complement the zircon's tale // Geology. 2005. Vol. 33. P. 637–640.

Higgns A. K., Elvevold S., Escher J.C. et al. The foreland-propagating thrust architecture of the East Greenland Caledonides 72°–75°N // Journal of the Geological Society, London. 2004. V.161. P. 1009–1026.

International stratigraphic Chart. International Commission on stratigraphy. 2009. http: // www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf

Johansson A., Larionov A.N., Gee D.G. et al. Grenvillian and Caledonian tectono-magmatic activity in northeasternmost Svalbard. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. In: Gee, D.G., Pease, V. (Eds.). Geol. Soc.. London.. Memoir. 30. 2004. P. 207–232.

Jorgensen G. (ed.). Magnetic anomalies and tectonic elements of the NE Euro-Asia. 1995. Scale 1:10 000 000.

Katkov S.M., Strickland, A., Miller E., Toro J. Age of Granite Batholiths in the Anyui–Chukotka Foldbelt // Doklady Earth Sciences. 2007. V. 414, No.4. p. 515–518.

Keppie J.D., Davis D.W., Krogh T.E. U-Pb geochronological constraints on Precambrian stratified units in the Avalon composite terrane of Nova Scotia, Canada: Tectonic implications // Canadian Journal of Earth Sciences. 1998. Vol. 35. P. 222–236.

Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B. et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Paleozoic: new geochronologic data and paleotectonic reconstructions // Precambrian Research, 122, p. 329–358.

Korago E.A., Kovaleva G.N., Lopatin B.G., Orgo V.V. The Precambrian rocks of Novaya Zemlya. In: Gee, D.G., Pease V. (Eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Soc., London, Memoirs, 2004. 30, p. 135–143.

Kostyuchenko S., Sapozhnikov R., Egorkin A. et al. Crustal structure and tectonic model of northeastern Baltica, based on deep seismic and potential field data. European Lithosphere Dynamics (In eds: Gee D.G., Stephenson R.A.) Geological Society, London, 2006. Memoirs, 32. p. 521–539.

Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udoratina O.V. et al. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano–plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Research. 2007. V.12. P.305-323. doi:10.1016/j.gr.2006.10.021

Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D. The Vendian alkaline igneous suites of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Gee D.G., Peas, V. (eds.) Geological Soc., London. 2004. Mem. 30. P. 69–74.

Larionov A.N., Teben'kov A.M. New SHRIMP-II U-Pb zircon age data from granitic boulders in Vendian tillited of southern coast of Isfjorden, West Spitsbergen. Arctic Geology, Hydrocarbon Resources and Environmental Chqllenges // NGF. 2004. N2. P. 88–89.

Leech M.L., Willingshofer E.G. Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the south Urals // Earth and Planetary Science Letters. 2004. Vol. P. 85–99

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Res. 2008. Vol. 160. P. 179–210

Linnemann U., Romer R.L. The Cadomian orogeny in Saxo-Thuringia, Germany: Geochemical and Nd-Sr-Pb isotopic characterization of marginal basins with constraints to geotectonic setting and provenance // Tectonophysics. 2002. V. 352. P. 33–64.

Linnemann U., McNaughton N. J., Romer R. L. et al. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/ Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), 2004. 93, p. 683–705.

Linnemann U., Gerdes A., Drost K., Buschmann B. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision // Geol. Soc. Am. Sp. Paper. 2007. 423: p. 61–96.

Llanos I., Tait M.P., Popov J.A., Ablamasova A. Paleomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia : an alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic – Early Palaeozoic // Earth and Planetary Science Letters. 2005. Vol.240. P. 732–747.

Lorenz H. Eurasian Arctic Tectonics: Geology of Severnaya Zemlya (North Kara Terrane) and Relationships to the Timanide Margin of Baltica. Acta Universitatis Upsaliensis. Upsala. 2005. 93p

Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A. Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // Norwegian Journal of Geology 2008. v. 88. P. 235–258.

Majka J., Czerny J., Manecki M., Mazur S. New evidence for a late Neoproterozoic (ca. 650 Ma) metamorphic event in the Caledonian basement of Wedel Jarlsberg Land, West Spitsbergen. European Geosciences Union. 2007. Geophysical Research Abstracts. 2007a. V. 9. 00923. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-00923

Majka J., Gee D.G., Larionov A. et al. Neoproterozoic Zircon Age From Anathectic Pegmatite, Isborhamna Group (Wedel Jarlsberg Land, Svalbard). NGF No 2, 2007b. Abstract and Proceedings of the Geological Society of Norway. Abstract No ISP-041. P. 266.

Majka J., Mazur S., Manecki M. et al. Late Neoproterozoic amphibolite-facies metamorphism of a pre-Caledonian basement block in southwest Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen: new evidence from U–Th–Pb dating of monazite // Geol. Mag. 2008, P. 1–9. Cambridge University Press. doi:10.1017/ S001675680800530X,

Manechki M., Holm D.K., Czerny J., Lux D. The chronological evidence for late Proterozoic (Vendian) cooling in southwest Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. Geol. Mag. 1997. V.135 (1). P. 63–69.

Mannik P., Bogolepova O., Gubanov A. New data on Ordovician and Silurian conodonts from the Severnaya Zemlya Archipelago, Russian Arctik. NGF No 2, 2007. Abstract and Proceedings of the Geological of Norway. Abst. ISP-047. p. 274–275.

Martin M. W., Grazhdankin D. V., Bowring S. A. et al. Age of Neoproterozoic Bilatarian Body and Trace Fossils, White Sea, Russia: Implications for Metazoan Evolution // Ssience. V. 288. N. 5467. 2000. P. 841–845.

Maslov A.V. Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton. In: The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Gee D. G. and Pease V. (Eds.). Geological Soc., London. Memoirs. 30. 2004. p. 19–35.

Meert J.G., Powell C.M. Editorial: Assembly and break-up of Rodinia // Precam Res., 2001. V.110. P. 1–8.

Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics, 2006. 25, TC3013, doi:10.1029/2005TC001830.

Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S. Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and U-Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Constraints on paleogeography and paleocontinental reconstructions of the Arctic // AAPG Bulletin 2009. (in press)

Moczydlowska M., Stockfors M., Popov L. Late Cambrian relative age constraints by acritarchs on the post-Timanian deposition on Kolguev Island, Arctic Russia. London. Geological Society. 2004. Memoirs V. 30. p. 159-168. doi:10.1144/GSL. MEM.2004.030.01.14 2004

Moore T. Potter, C.J.; O'Sullivan, Aleinikoff J.N. Detrital zircons U-Pb ages from Pre-Missippian rocks and Unconformaly overlying strata of the Mississipian to Triassic Ellesmerian and Jurassic and Lower Cretaceous Beaufortian sequences, Western

Brooks Range and North slope, Alaska // NGF2007. ICAM-V. p. 124

Murphy J.B., Strachan R.A., Nance R.D. et al. Proto-Avalonia: A 1.2–1.0 Ga tectonothermal event and constraints for the evolution of Rodinia // Geology. 2000. V. 28. P. 1071–1074.

Murphy J.B., Pisarevsky S.A., Nance R.D., Keppie J.D. Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections // Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.). 2004. Vol. 93. P. 659–682.

Murphy B.J., Gutierrez-Alonso G., Nance D.R. et al. Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture? // Geology. 2006. V. 34. N5. P. 325–328.

Nicoll G.R., Tait J.A., Zimmerman U. Provenance analysis and tectonic setting of Neoproterozoic sediments on the Varanger Peninsula, Northern Norway. In: Rodinia: Supercontinents, Superplumes and Scotland, Fermor meeting, Programme and abstracts. Edinburg, Scotland, 2009, P. 68.

Ohta Y. Recent understanding of the Svalbard basement in the light of new radiometric age determinations. Norsk Geologisk Tidsskrift. Oslo. 1992. V.72. P. 1–5.

Pease V. East European craton margin source for the allochthonous Northern Terrane of Taimyr, Arctic Siberia. EOS Transactions, American Geophysical Union. 2001a. 82, 47, F1181.

Pease V., Gee, D., Lopatin, B. Is Franz Josef Land affected by Caledonian deformation? European Union of Geosciences. 1991b. Abstracts 5, 757 (EUGXI.E7.1752).

Pease V., Scott R.A. Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // Journal of the Geological Society 2009; v. 166; p. 517–527.

Piper J.D.A. The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangea? // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 176. P. 131–146.

Puchkov V.N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen. Orogeny Through Time. Geol. Soc. London. 1997.Sp. Publ. 121: 201-236.

Rahl J.M., Reiners P.W., Campbell I.H. et al. Combined single-grain (U-Th)/He and U/Pb dating of detrital zircons from the Navajo Sandstone, Utah. GSA Data Repository. Item 2003 (G19653). www.geosociety.org/pubs/ft2003.htm

Rasmussen C.M.Ø., Harper D.A.T. Was SW Alaska part of Baltica in the Late Ordovician? WOGOGOB 2007. 9th meeting of the Working Group on Ordovician Geology of Baltoscandia. Sveriges geologiska undersokning. 2007. p. 103–104

Remizov D.N., Pease V.L. The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc. In: Gee, D.G., Pease, V. (Eds.), The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geological Soc., London, Memoirs, 30. 2004. p. 107–123

Roberts N.M.W., Slagstad T., Marker M. SW Fennoscandia in the formation and break-up of Rodinia (1): 1.8–1.0 Ga crustal growth and Sveconorwegian reworking In: Rodinia: Supercontinents, Superplumes and Scotland, Fermor meeting, Programme and abstracts. Edinburg, Scotland, 2009, P. 69.

Ronkin Yu., Maslov A., Sindern S. et al. 3.5 Ga old zircons and Nd-model ages in the Taratash Complex, Middle Urals: evidence for Archean and Proterozoic crustal fragments // Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 08020, 2007 SRef-ID: 1607–7962/gra/EGU2007-A-08020

Samson, S.D., D'Lemos, R.S. U-Pb geochronology and Sm-Nd isotopic composition of Proterozoic gneisses, Channel Islands, UK // Geological Society [London] Journal. 1998. V. 155. P. 609–618

Samson S.D., D'Lemos R.S., Blichert-Toft J., Vervoort J. U-Pb geochronology and Hf-Nd isotope compositions of the oldest Neoproterozoic crust within the Cadomian orogen: New evidence for a unique juvenile terrane // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 208. P. 165–180.

Samygin S.G., Fedotova A. A., Bibikova E. V., Karyakin Yu.V. Vendian Suprasubduction Volcanism in the Uraltau Tectonic Zone (South Urals) // Doklady Earth Sciences. Vol.416. N.7. P.995-999. doi: 10.1134/S1028334X07070033

Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? // Precambrian Res. 2001. № 110. P. 255–275.

Shumlyanskyy L., Andreasson P.G., Billstrom K. Multistage evolution of initial melts of the Volyn continental flood basalt:

implication for the break-up of Rodinia In: Rodinia: Supercontinents, Superplumes and Scotland, Fermor meeting, Programme and abstracts. Edinburg, Scotland. 2009a. P.71.

Siedlecki S. Geologikal kart over Norge, berggrunnskart VADSO. 1:250000. Trondheim. 1980.

Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A. et al. Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: Age, composition, and geodynamic diversity. In: Dilek, Y & Robinson, P.T. (eds) «Ophiolites in Earth History», Geol. Soc. London Spec. Publ. 2003. 218, p. 619–664.

Weil A.B., Van der Voo R., MacNiocall C., Meert J.G. The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V.154, 13–24.

Neoproterozoic – Early Paleozoic tectonic history of Western Arctic (regional geological and paleotectonic aspects)

N.B. Kuznetsov

~~Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia~~

Abstract

The newest data (been obtained during the recent years, partially in the frames of IPY programs) over the Western Arctic regions and (to a lesser degree) over some other areas of Arctic are presented. They concern the internal structure Neoproterozoic complexes of some areas of the Western Arctic regions and obtaining of geochemical, isotopic-geochemical and isotopic-geochronological characteristics of detrital zircons from silicaclactic rocks from few Neoproterozoic units of the Timan and Polar Urals. Summary of the presented data and the newest various data (geochronological, petrological, biogeographical, etc.) from other high-latitude areas of Arctica allowed to consider Neoproterozoic – Early Paleozoic tectonic history of Arctica, particularly, a problem of existence of an ancient (Precambrian) continent Arctida/Hyperborea whose fragments are now distributed over the Arctic sector.

The new materials allowed us to reconsider the Neoproterozoic -Early Paleozoic stage of geodynamic scenario for Arctic. The key moment of the new reconstruction is a collision of two paleo-continents – Baltica (Precambrian skeleton of East-European Craton) and Arctida been occurred at the Neoproterozoic/Cambrian boundary. This new conception is named "ABC-conception" (Arctida-Baltica Collision). The new reconstruction of Arctida paleo-continent is strongly modified in comparison to the reconstruction of L.P.Zonenshain and his co-authors. In our interpretation, Arctida paleo-continent existed at least from Neoproterozoic up to the Baltica-Arctida collision and included Barentsia (Barents shelves and Timan-Pechora region) and Svalbard.

In according to "ABC-conception", the collision of Arctida and Baltica (been formed Arct-Europe paleo-continent – Arctida + Baltica) was the initial stage (the earliest continent-continent collision event) of assembling of the northern part of Vegener`s Pangea. The Pre-Uralides-Timanides collisional orogen was formed when Timanian passive margin of Baltica collided with Bolshezemel active margin of Arctida. Relicts of the Pre-Uralides-Timanides orogen in the present-day structure of the Western Arctic are parts of the basement of the region outlined as following: from the south to the north - from the Pechora basin (including the western slope of Polar and Subpolar Urals) to Svalbard (Spitsbergen), and from the west to the east - from the northern edge of Kola peninsula and southwestern boundary of Timan to the central part of New Land (Novaya Zemlya) archipelago.

Геотермия арктического бассейна – проблемы и решения

М.Д. Хуторской[1], Ю.Г. Леонов[1], Л.В. Подгорных[2],
А.В. Ермаков[1], В.Р. Ахмедзянов[3]

1 – Геологический институт РАН, Москва;
2 – ВНИИОкеангеология, С.-Петербург;
3 – Российский университет дружбы народов, Москва

Аннотация

Проведено двух- и трехмерное моделирование геотермического поля вдоль длинных геотраверсов в Западно-Арктическом бассейне и в Котловинах Подводников, которые были построены по данным сейсмопрофолирования и бурения. Рассчитаны глубины залегания интервала катагенетического преобразования органического вещества для различных участков осадочного бассейна. Наименьшая глубина этого интервала приурочена к Южно-Баренцевской впадине, где по геологоразведочным данным установлен самый высокий углеводородный потенциал. На трехмерных моделях к этому району приурочен «термический купол», выделяемый впервые. Исследования проводились при финансовой поддержке Норвежского нефтяного директората, Президиума РАН, Отделения наук о Земле РАН и РФФИ.

Введение

Геолого-экономическое значение акваторий Арктических морей обусловливается существующими значительными нефтегазовыми ресурсами шельфовых осадочных бассейнов и будет возрастать по мере освоения уже открытых и выявления новых месторождений.

В условиях ограниченности инвестиционных ресурсов для проведения дорогостоящих геолого-геофизических исследований и высоких рисков поисково-разведочных работ на шельфе практическое значение приобретают относительно недорогие, но весьма наукоемкие методы косвенной оценки перспектив нефтегазоносности на базе уже имеющихся геолого-геофизических данных.

Широкие возможности для применения новых технологий изучения геологического строения недр и прогноза нефтегазоносности в пределах осадочных бассейнов предоставляют данные вдоль длинных разрезов – геотраверсов, построенных с помощью материалов профилирования МОВ-ОГТ и глубокого бурения.

Нами проведено геотермическое моделирование вдоль сети геотраверсов в Западно-Арктическом и Амеразийском бассейнах с целью определения глубинных температур в земной коре, для оценки глубины залегания температурных интервалов, отвечающих различной степени катагенетической преобразованности органического вещества (ОВ), а также для исследования характерных проявлений геотемпературного поля, контролирующих локализацию известных месторождений газа и газоконденсата.

Мозаичное строение Арктического бассейна обусловило необходимость применения 3D-моделирования геотермического поля. Объемное отображение температур в координатах «широта-долгота-глубина» позволило построить изотермические поверхности, а также температурные срезы на различных глубинах. Фактически были построены томографические модели для геотермического поля.

Томографический метод в геофизике развивается в наше время не менее активно, чем в медицине, астрономии или технике. Термин «томография» стал применяться в науках о Земле лишь 25–30 лет назад, хотя эта методика под названием «изучение глубинного строения Земли», используется уже сто лет.

Преимущество томографической модели заключается в построении объемных, трехмерных изображений объектов, в возможности их рассмотреть «со всех сторон». Для томографии не имеет значения, какую структуру или какое геофизическое поле отображается, и это обусловило появление нескольких видов геофизической томографии: сейсмическая томография в различных вариантах обработки сейсмических волн, гравитационная, электромагнитная и т.д. Успехи применения сейсмотомографии *(Dziewonski, 1984; Dziewonski, Anderson, 1984; Seismic tomography...,1993)* ярко продемонстрировавшей наличие глубинных неоднородностей, естественно стимулировали разработку подобного подхода и для других полей *(Тараканов, 1997)*, в которых также можно видеть объемные неоднородные объекты, или как сейчас многие полагают, нелинейные геологические структуры *(Пущаровский, 1993, Николаев, 1997)*.

В нашей постановке развивается метод термической томографии.

Методика термотомографического моделирования

Для оценки температур на глубинах, не достигнутых бурением, а также глубины нахождения характерных температурных границ в литосфере нами была разработана методика 2D- и 3D-моделирования нестационарного теплового поля. Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и температуропроводностей, задавались на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов вдоль профилей. При расчете используются значения теплофизических свойств коры, адекватные установленным граничным скоростям. В качестве краевых условий на нижней границе области моделирования использовались температуры на забое глубоких скважин (краевые условия первого рода) или значения теплового потока, измеренного также в наиболее глубоких скважинах (краевые условия второго рода). На верхней границе области моделирования, как правило, совпадающей с поверхностью Земли (точнее, с уровнем «нейтрального слоя»), задавалась среднегодовая температура поверхности. На боковых границах соблюдалось условие отсутствия горизонтального оттока тепла, т.е. $\partial T/\partial\ x=0$. В случае термотомографического моделирования в океанской литосфере на нижней границе области всегда задавалось краевое условие второго рода.

Вдоль каждого из профилей выполнялся расчет глубинных температур с помощью программного пакета «TERMGRAF», разработанного нами *(Хуторской, 1996)*.

Для решения задачи о распределении температур в разрезе используется численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки. В программе предусматривается сетка 41×41 узел (т.е. решается двумерная задача), линейные размеры узла по осям X и Z возможно изменять по требованию оператора. Внутри области моделирования с помощью программы ввода и оцифровки данных задается конфигурация контрастных сред и их теплофизические свойства: температуропроводность a *(м²/с)*, теплопроводность k *(Вт/(м•К))* и нормированная плотность тепловых источников $Q/c \cdot \rho$ *(К/с)*. В расчетной части комплекса задаются линейные размеры области моделирования *(Lx и Lz*, в км*)*, которые определяют линейные размеры узла *(Lx/41 и Lz/41)*, а также временной интервал дискретизации решения (в млн лет). Временной шаг итерационного процесса автоматически выбирается программой и рассчитывается как $\tau = 10^{-7} \bullet (Z^2/4a)$, где Z - толщина области моделирования.

В результате численного решения уравнения теплопроводности:

$$(k_x \frac{\partial^2 T}{\partial \mathrm{x}^2} + k_{\mathrm{z}} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}) + \mathrm{A}(x,z) = cp \frac{\partial T}{\partial \tau} \quad ,(1)$$

где k, c, ρ – соответственно, теплопроводность, теплоемкость и плотность слоев литосферы, $A(x,z)$ – плотность источников тепла в слое τ, – время, мы получаем распределение температур и тепловых потоков $q(z)$ и $q(x)$ для принятой теплофизической среды в конечный момент временного этапа дискретизации. Полученный файл результатов переименовывается в файл начальных температур и на следующем этапе начинается расчет с конечного момента предыдущего этапа. Возможность дискретизации решения удобна, если есть необходимость изменить теплофизическую среду в связи со структурно-вещественными перестройками геологического разреза, задать распределение новых источников и стоков тепла, а также просмотреть результаты расчета палеотемпературного поля. Если в модели требуется задать тепломассоперенос, то его можно имитировать установкой граничных температур и/или адиабатического градиента в интервале глубин, на которые распространяется адвекция.

Для каждого профиля при моделировании задается краевая температура на верхней границе в соответствии с метеорологическими данными и тепловой поток – на нижней границе ($q_{гр.}$), соответствующий измеренному в ближайших скважинах значению ($q_{набл.}$) за вычетом теплового потока, генерируемого в слое земной коры выше нижней границы области моделирования при спонтанном распаде долгоживущих радиоизотопов ($q_{р.}$), т.е.

$q_{гр.} = q_{набл.} - q_{р}.$

Последний рассчитывается на основании сейсмической информации о мощности слоя (z_i) и его составе, а также из общепринятых традиционных величин удельной теплогенерации $(A(x,z))$ для соответствующего типа пород: $(q_{р.})_I = A(x,z) \bullet z_i$ *(Смыслов и др.,1979)*.

Точность расчетов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей.

Построение трехмерной региональной геотермической модели производится с помощью пакета трехмерной графики «TECPLOT v.9.0» (Amtec Engineering Inc.), который позволяет провести объемную интерполяцию наблюденного поля (в нашем случае температуры, теплового потока, а также структурных сейсмотомографических границ) в координатах: «широта-долгота-глубина». Для подготовки файлов данных в формате «TECPLOT v.9.0» нами была написана специальная программа, которая при задании координат начала и конца профиля, а также интервала разбиения по глубине производит трансформацию текстового файла, содержащего результаты термического моделирования, в формат базы данных «TECPLOT». Программа «TECPLOT» предусматривает трехмерную интерполяцию по сетке любой конфигурации. Во всех случаях нами используется неравномерная сетка, «привязанная» к простиранию сейсмических профилей, вдоль которых выполнялись двумерные расчеты глубинных температур. Таким образом, уравнение (1) дополняется третьей недостающей производной $k_y \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$ и «превращается» в трехмерное уравнение теплопроводности. Результаты расчета температурного поля с помощью интерполяционного приближения будут отличаться от результатов, получаемых с помощью решения прямой задачи для трехмерной среды, только на величину искажений, обусловленных пертурбацией теплового потока вдоль оси Y. Однако многолетний опыт двухмерного термического моделирования показывает, что эта величина ничтожно мала. Например, для типичного осадочного бассейна тепловой поток вдоль оси Y составляет не более 0,04 мВт/м^2, т.е. на три порядка ниже фоновой величины глубинного теплового потока. Следовательно, получение трехмерного распределения температур с помощью объемной интерполяции практически адекватно решению прямой задачи для объемного теплового поля.

Термотомография Западно-Арктического бассейна

Нами проведено два «этапа» геотермического моделирования вдоль сети геотраверсов в Баренцевом и Карском морях с целью определения глубинных температур в земной коре, для оценки глубины залегания температурного интервала катагенетического преобразования органического вещества, а также для исследования характерных проявлений геотемпературного поля, контролирующих локализацию известных месторождений газа и газоконденсата.

На первом этапе нами использованы 123 сейсмических геотраверса, на которых строение геологического разреза определено только по геофизическим данным, т.е. на основе интерпретации положения отражающих (МОВ-ОГТ) и преломляющих (ГСЗ) границ. На втором этапе у нас была возможность по тому же региону построить термотомографическую модель по семи геотраверсам, на которых учтены не только сейсмические данные, но и результаты бурения глубоких поисково-разведочных скважин.

Геотермические исследования на шельфе Евразийского бассейна Арктики начались в 70-е годы с измерений погружными зондами ПТГ-3М в Баренцевом море *(Методические..., 1983)*. Однако эти измерения были сделаны на шельфе при глубинах моря до 300 м и глубине внедрения одноканального зонда в осадки максимально на два метра. Полученные результаты продемонстрировали ожидаемое очень мощное влияние экзогенных термических полей на глубинный тепловой поток – сказывалось воздействие сезонных периодических колебаний температуры дна моря за счет инсоляции, а также придонных течений с большим дебитом, приносящих массы воды с контрастной относительно фоновой температурой. Особенно этот фактор заметен в южной и западной частях моря, где проявляется влияние Гольфстрима и его ответв-

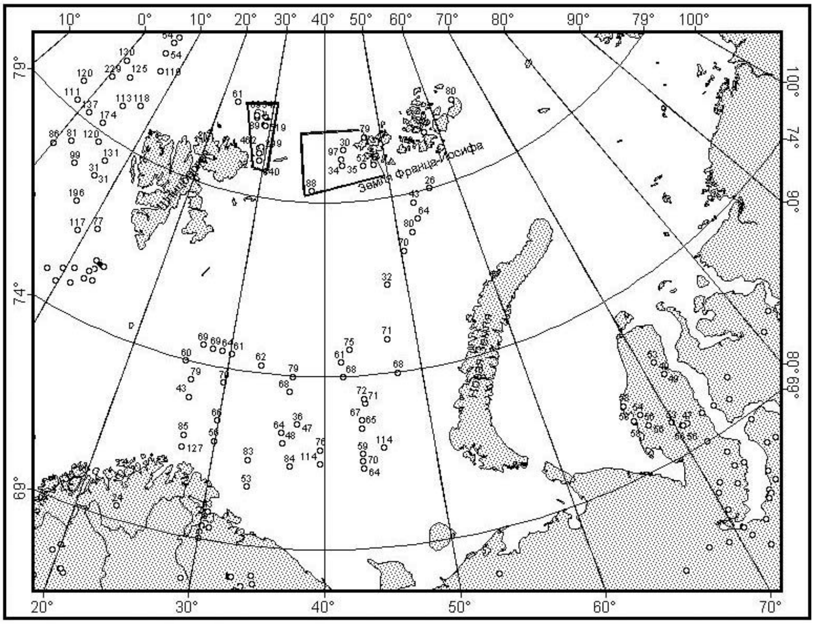


Рис.1. Геотермическая изученность Баренцевского региона.

ления – Нордкапского теплого течения. В связи с этим зондовые измерения не позволяли получить кондиционные оценки фонового глубинного теплового потока, т.к. диапазон измеренных значений был очень велик – от 0 до более 500 мВт/м^2, и не адекватно отражал распределение глубинных термических источников.

Начавшаяся в 80-е годы интенсивная разведка нефтегазовых месторождений на шельфе сопровождалась бурением на акватории и на островах глубоких скважин, в которых проводились каротажные исследования, в том числе и термокаротаж. К этому времени относятся и первые скважинные измерения теплового потока в южной части Карского моря. Обработка термических измерений позволила оценить значения градиентов температуры, а теплофизические исследования керна скважин – теплопроводность пород. Таким образом были получены первые кондиционные измерения теплового потока в регионе *(Цыбуля, Левашкевич, 1992)*, которые после применения методики учета сезонных колебаний температуры были уточнены *(Левашкевич, 2005)* (рис.1).

Тем не менее, скважинные геотермические измерения для такой обширной территории были редки и не позволяли составить картину распределения температур и тепловых потоков, а тем более рассчитать глубинные температуры в литосфере региона.

Обобщение имеющихся скважинных и зондовых измерений тем не менее позволяет говорить о тенденции повышения теплового потока в северо-восточном и северо-западном направлениях. Так, в зоне сочленения Кольской микроплиты и Балтийского щита среднее значение теплового потока составляет 54 мВт/м^2, а в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Ба-

Таблица 1. Теплофизические параметры, принятые для моделирования геотермического поля в земной коре.

Свита\Параметр		*Граничная сейсмическая скорость, км/с*	*Температуро-проводность $a\cdot10^7$, м/с*	*Теплопроводность, k, Вт/(м·К)*	*Теплогенерация (норм.), $Fi\cdot10^{-13}$К/с*
Неконсолидированные осадки		<3,7	3,0	1,3	-
Консолидированные мезозойско-кайнозойские терригенные осадки			3,5	1,5	-
Карбонатные палеозойские осадки		4,7	3,8	1,9	1,5
Граниты	Верх.часть	6,0	5,0	2,5	5,52
	нижн.часть	6,5	5,0	2,5	3,5
Базальты, породы коромантийной смеси		>6,5	7,0	2,9	-
Коровые ультрабазиты		-	8,0	3,0	-
Мантийные ультрабазиты		-	10,0	3,2	-

ренцевского поднятия – 70 мВт/м². В первом приближении такую тенденцию тренда теплового потока можно объяснить приближением к Северо-Атлантическому центру спрединга, в котором возрастает термическая активность астеносферы. Однако полученные нами в 25-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» данные (подробное описание которых приведено в нашей другой статье) позволяют говорить о новейших геодинамических проявлениях в земной коре Баренцевской плиты. Мы ранее уже высказывали предположение о рифтогенном характере геодинамической активности на основании интерпретации геотермических данных *(Хуторской и др., 2000)*.

Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и температуропроводностей, задавалась на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов вдоль 123 геотраверсов.

В качестве краевых условий на нижней границе профилей использовались значения теплового потока, измеренного в глубоких скважинах. В Баренцевом море 67 скважин, где проводились кондиционные определения теплового потока, были расположены так, что хотя бы одна скважина находилась в полосе каждого из профилей ГСЗ (ШГСП, МОВ-ОГТ). В Карском море три скважины в южной части моря лежат в зоне самого длинного из профилей.

При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям (табл.1).

Начальные условия при расчете температур на большинстве профилей нами задавались для времени 60 млн лет назад. В это время, как показано в работах по палеотектоническим реконструкциям Баренцевоморского бассейна *(Верба, Шаров, 1988; Устрицкий, Храмов, 1984)*, уже сформировалась современная структура коры, поэтому эволюция теплового поля во времени, если она и наблюдалась, связана не с перестройкой структурно-теплофизических элементов, а с релаксацией начальных термических неоднородностей.

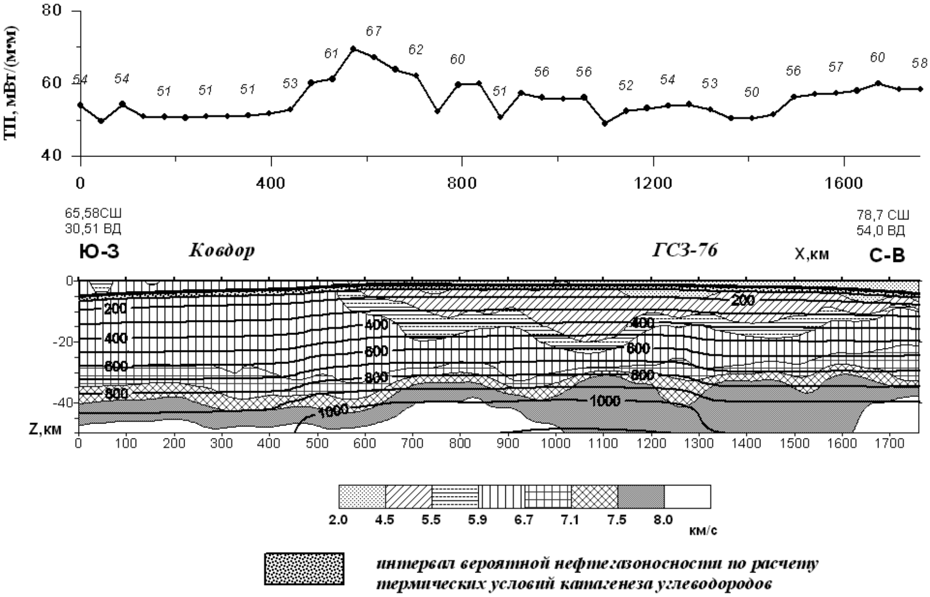


Рис. 2. Сейсмотомографический и температурный разрезы по профилям «Ковдор» и «ГСЗ-76» вверху – профиль теплового потока

При такой постановке граничных условий температуры внутри области моделирования быстро приходят к стационарному состоянию, которое априорно было принято как критерий корректности расчетов. Продолжительность временных шагов составляла 10 млн лет. Таким образом, на временном интервале 60–0 млн лет нами проводились шесть контрольных этапов с целью проверки условий стационарности. Моделирование показало, что начиная с третьего шага, т.е. через 30 млн лет после начала расчета, для всех профилей наблюдалось стационарное тепловое поле.

Начальные условия моделирования принимались для возраста 300 млн лет назад (средний карбон), когда по геологическим данным *(Устрицкий, Храмов, 1984; Эринчик, Мильштейн, 1995)*, в южной части Баренцева моря сформировался Южный рифтогенный прогиб северо-западного простирания, разрушивший протерозойскую континентальную кору. Уже начиная с рифея этот прогиб заполнялся терригенными и карбонатными осадками, отлагавшимися с прогрессирующей скоростью, достигшей к середине палеозоя скорости лавинной седиментации. Этот процесс в конечном итоге привел к становлению верхнего карбонатного палеозойского комплекса, выделенного по данным МОВ-ОГТ. Комплекс характеризуется сейсмическими скоростями 5,4–5,8 км/с и имеет максимальную мощность (до 12 км) в интервале 450–600 км от начала профиля (рис. 2). Ниже этого комплекса по данным МОВ-ОГТ интерпретируются блоки «гранитно-метаморфического слоя» с пластовыми скоростями 6,0–6,5 км/с и с мощностью 22–23 км, которые отождествляются с гранитоидами и вмещающими их породами архея-нижнего протерозоя Балтийского щита. Этот слой резко уменьшается в мощности в 500–600 км от побережья Кольского полуострова. Постепенно в северо-восточном направлении, судя по сейсми-

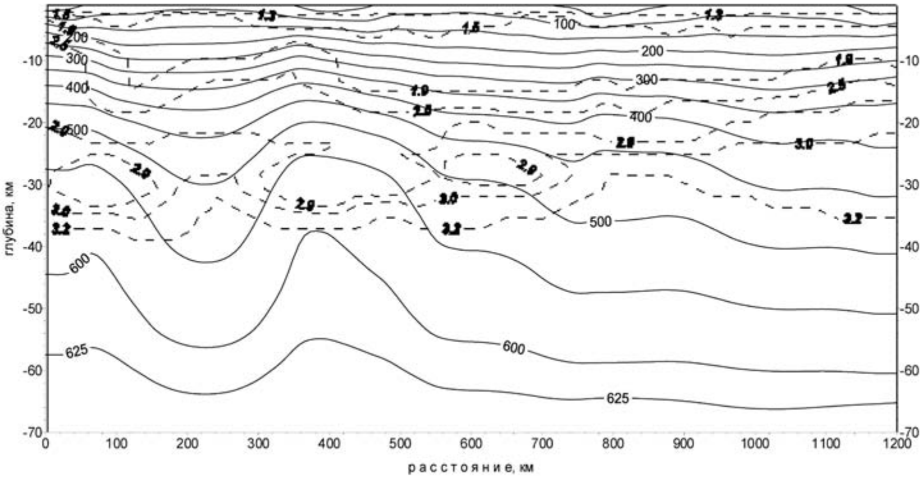


Рис. 3. Температурный разрез (°C, сплошные линии) и распределение теплопроводности (Вт/(м•К), пунктирные линии) вдоль профиля ГСЗ-76 для времени 120 млн лет назад.

ческому разрезу, увеличивается доля базальтов и гипербазитов по сравнению с гранитно-метаморфическими породами, а также мощность терригенных мезозойско-кайнозойских осадков. Толщина коры уменьшается с юга на север от 40 до 35 км *(Поселов и др., 1996)*. Мощность литосферы по сейсмическим данным не определена, но из теоретических соображений и по аналогии с другими зонами перехода от континентальной к океанической коре, можно предположить, что в южной части профиля она составляла 150 км, а севернее уменьшалась до 100-120 км.

В термической модели для этого времени был принят разрез литосферы, состоящий из четырех теплофизических слоев *(Подгорных, Хуторской, 1998)*: нижний слой – «верхняя мантия» с температуропроводностью 10^{-6} м^2/с и теплопроводностью 3,2 Вт/(м•К). Мощность этого слоя составляла 100 км. Выше залегал слой «коро-мантийной смеси», или нижней коры (?) мощностью 15 км; для него была взята температуропроводность $8 \cdot 10^{-7}$ м^2/с и теплопроводность 2,9 Вт/(м•К). Гранитно-метаморфический слой имел температуропроводность $5 \cdot 10^{-7}$ м^2/с и теплопроводность 2,5 Вт/(м•К). Такие значения характерны для перечисленных слоев и традиционно принимаются в термических моделях. Самый верхний слой – карбонатные консолидированные осадки – характеризовался в модели температуропроводностью $4 \cdot 10^{-7}$ м^2/с и теплопроводностью 2,3 Вт/(м•К). В модели задавались граничные условия первого рода: температура на поверхности принималась 1°С (температура придонной воды), а на подошве литосферы – 1250°С. Внутри гранитно-метаморфического слоя учитывалось тепловыделение радиогенной природы, а в мантии для соответствующего интервала профиля – рифтогенной природы (Fi). Интенсивность источников задавалась нормированной по величине (c) вещества, т.е. $Fi=Q/(c\rho)$, где Q – интенсивность тепловыделения в единице объема (в мкВт/м^3). Мощность радиогенного тепла была определена на основании измерений концентрации в породах Балтийского щита долгоживущих изотопов

238U,232Th и 40K *(Смыслов и др., 1978)*, и ее нормированное значение Fi составляло 3,5•10^{-13}К/с. Нормированная мощность источника рифтогенной природы (астеносферного выступа) рассчитывалась из предположения, что в позднем палеозое она была такой же, как в современных континентальных рифтах, например в Байкале *(Зорин, Осокина, 1981)*, в рифте Рио-Гранде *(Crough.,Thompson, 1976)* или в Кенийской зоне Восточно-Африканского рифта *(Fairhead, 1976*), и составляла 12•10^{-13}К/с. Начальные температуры в модели рассчитывались из решения одномерного стационарного уравнения Пуассона для слоистой модели с внутренними источниками только радиогенной природы и с указанными выше теплофизическими характеристиками и толщиной слоев. Термический источник рифтогенной природы «включался» на первом этапе моделирования. Шаг временной дискретизации на первом этапе моделирования составлял 50 млн лет, т.е. в результате выполнения первого шага была зафиксирована термическая структура литосферы для времени 250 млн лет тому назад. Полученные температуры в разрезе литосферы считались начальными для следующего этапа расчета нестационарного процесса, продолжительность которого была также 50 млн лет, но на этом этапе был «выключен» источник рифтогенной природы, т.к. известно, что время жизни континентальных рифтовых систем не превышает 40 млн лет *(Милановский, 1976)*, а вероятнее всего – меньше 30 млн лет. После выполнения второго шага модель отражала термический режим для 200 млн лет назад (граница среднего и позднего триаса).

На этом шаге было произведено изменение параметров модели. Если на первых двух временных шагах разрез включал всю литосферу, то для возраста 200 млн лет нижняя граница разреза была ограничена глубиной 70 км, установленной по данным ГСЗ. На этой глубине задавался тепловой поток, определенный на предыдущем этапе расчета. Он изменялся вдоль профиля от 34 до 40 мВт/м^2.

На разрезе коры после изменения геометрии модели геологическое строение отражено более детально. В модели учитывалась блоковая структура разреза, выраженная в наличии субвертикальных изгибов пластов на контакте пород гранитно-метаморфического комплекса с метаморфизованными осадочными отложениями палеозоя и базальтов с гипербазитами в юго-западной части профиля (интервал 100–200 км). Эти блоки контактируют по разломным или флексурным зонам, возникшим, судя по возрасту осадочных пород, не позже среднего палеозоя. Такой возраст дислокаций позволяет предположить отсутствие в них современных проницаемых зон, по которым осуществляется тепломассоперенос, поэтому разломы и флексуры моделировались только как границы контрастных теплофизических сред.

В результате расчета данной теплофизической модели с шагом дискретизации 80 млн лет было получено распределение температур в земной коре Баренцевоморского региона для времени 120 млн лет (граница раннего и позднего мела) (рис. 3). Пониженная теплопроводность гранитов по сравнению с базальтами и ультрабазитами и сложная геометрия слоев разреза обусловливают рефракцию глубинного теплового потока. Его плотность уменьшается на краях тел относительно пониженной теплопроводности из-за «обтекания теплового потока», но увеличивается в пространстве между ними, т.к энергия идет «по пути наименьшего сопротивления». Это явление рефракции хорошо известно в теории потенциала и не требует дальнейших пояснений. Здесь уместно заметить, что практически все искажения глубинного теплового потока, отмеченные по результатам моделирования, связаны со структурно-теплофизическими неоднородностями разреза. Влияние рельефа морского дна как фактора, вызывающего искривление изотерм и искажение глубинного теплового потока, для данного профиля пренебрежимо мало по сравнению с вышеописанным эффектом.

Оценка значений палеотемператур и тепловых потоков для этого времени весьма важна для прогнозирования глубины и конфигурации слоя нефтегазонакопления, т.к. возраст углеводородных залежей в южной части Баренцева моря оценивается как позднеюрский-раннемеловой.

Следующий временной шаг рассчитан для возраста 60 млн лет (эоцен). В это время не происходило каких-либо структурных перестроек, кроме продолжающегося осадконакопления терригенных толщ. Но скорость осадконакопления для этого времени настолько низка, что сам процесс, как показали расчеты, не искажает глубинный тепловой поток. Следовательно, тепловое поле для этого момента отражало только релаксационные явления после воздействия позднепалеозойского термического источника. Распределение температур и тепловых потоков для этого времени близко к тому, которое было получено для 120 млн лет. Это говорит о том, что геотермическое поле становится квазистационарным, т.е. динамика его изменения во времени прекращается.

Положение изотерм катагенетического температурного интервала (110°С и 160°С) осталось на той же глубине, что и для предыдущего временного шага, т.е. от 4 до 5,5 км и от 4,5 до 6,5 км соответственно. Таким образом, приблизительно в конце позднего мезозоя в данном регионе установилось стационарное тепловое поле. На это же время указывают и геологические данные *(Верба, Шаров, 1998)*, свидетельствующие о том, что в юре и позднее, с уходом рифтогенной активности за пределы Баренцево-Карской плиты, на всей ее площади устанавливается пострифтовый этап эволюции.

Современная термическая структура получена для следующего временного шага (0 млн лет). Профиль рассчитанного теплового потока на поверхности повторяет изгиб изотерм (см. рис. 2). Он достигает максимальных значений 65–67 мВт/м^2 в интервалах L=500-700 км и приурочен к выступам гранитно-метаморфических пород, кровля которых по сейсмическим данным расположена на глубине 4-6 км под поверхностью дна. Полученный по результатам моделирования фоновый тепловой поток составляет 54 мВт/м^2. Это значение оценивается путем осреднения рассчитанных по профилю тепловых потоков *(Хуторской, 1996)*.

На трансбаренцевском геотраверсе «Ковдор-ГСЗ-76» репером для сравнения наблюденных и «модельных» значений теплового потока являются результаты геотермических измерений по скважине СГ-3 в Печенгской мульде и по скважинам на островах Баренцева моря. Измерение в СГ-3 проведено высокоточной аппаратурой в условиях равновесных (выстоявшихся) температур в стволе скважины, неоднократно повторялось и сопровождалось измерениями в «скважинах-спутниках» *(Березин, Попов, 1988; Милановский и др., 1986)*. Это позволяет говорить о том, что полученное в этой скважине значение теплового потока может являться реперным, и с ним следует сравнивать результаты «модельного» расчета геотермического поля на юго-западном конце профиля. Значение теплового потока, измеренное в верхних 7 км ствола скважины, составляет 38-40 мВт/м^2. Ниже 7 км наблюдается постепенное увеличение измеренного теплового потока до 50-55 мВт/м^2. Эти значения считаются адекватными глубинному фоновому тепловому потоку, а некоторое его понижение в верхней части разреза интерпретаторы связывают с изменением гидроди-

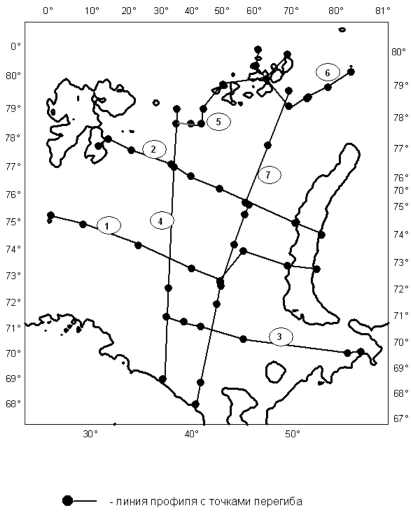


Рис. 4. Карта расположения исследованных сейсмо-геологических геотраверсов.

намической обстановки в скважине в большей степени и с влиянием палеоклиматических колебаний в меньшей степени. Таким образом, полученные нами «модельные» значения теплового потока вблизи поверхности хорошо согласуются с оценками фонового теплового потока в скважине СГ-3. Заметим, что подобные же величины потока характеризуют весь клин континентальной коры. Отсюда следует, что если нами использован правдоподобный структурный и теплофизический разрезы, то и значения глубинного теплового потока вдоль профиля близки к истинным.

Совпадение полученных из моделирования значений теплового потока и измерений отмечается также для скважин на о-ве Колгуев, где в скв. Бугринская и Песчаноозерская-3 получены тепловые потоки 44-48 мВт/м^2, а в скв. Песчаноозерская-1 – 52 мВт/м^2 *(Цыбуля, Левашкевич, 1992)*. Хотя эти скважины лежат вне профиля наших исследований, полученные данные говорят о правильной оценке фонового теплового потока.

Таким образом, фоновый тепловой поток на акватории Баренцева моря выше, чем тепловой поток, характеризующий докембрийские структуры Балтийского щита. Это объясняется более молодыми (рифейско-палеозойскими) термическими источниками рифтогенной природы под акваторией по сравнению со смежными участками суши и следовательно, более поздним прекращением активных тектонических и термических процессов.

Вдоль семи новых профилей, построенных по данным глубокого бурения и сейсмопрофилирования, расположение которых показано на рис. 4, было проведено моделирование нестационарного теплового поля с целью расчета глубинных температур и тепловых потоков. Это следующий этап моделирования, результаты которого мы можем сравнить с результатами, полученными на первом этапе.

Геотраверсы проходили через скважины, где проводились кондиционные определения теплового потока. Это позволило корректно задать краевые условия второго рода на нижней границе для каждого из профилей.

В геологическом строении осадочного чехла Баренцевоморского региона участвуют отложения широкого возрастного диапазона: от венд (?)-кембрийских до кайнозойских. Для непосредственного изучения докайнозойские отложения доступны преимущественно по периферии Баренцевоморского шельфа – на островах и приморских территориях, а также в немногочисленных опорно-параметрических (на островах) и морских поисково-разведочных скважинах российского сектора Баренцева моря. В норвежском секторе (часть акватории, расположенная западнее профиля 4-4) изученность бурением и сейсморазведкой значительно выше.

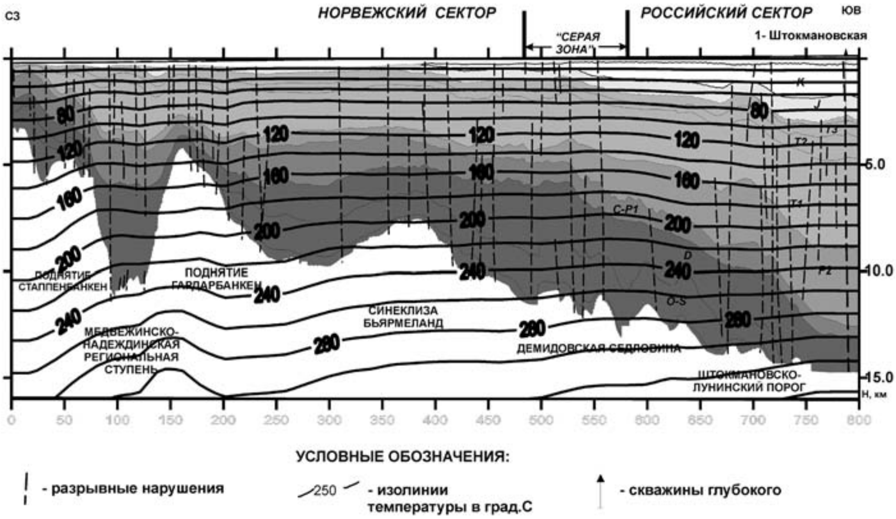


Рис.5. Геолого-геотермический разрез по профилю 1-1 (а) (изолинии, ˚С).

Представленные геологические разрезы (рис. 5–9) составлены на основании данных сейсморазведки МОВ-ОГТ, проведенной в разные годы ОАО МАГЭ; результатов бурения скважин, выполненных в российском секторе ФГУП АМНГР, а также опубликованных данных изучения скважин норвежского сектора. Сухопутные части профилей составлены по результатам геолого-съемочных работ, выполненных ранее геологами ВНИИОкеангеологии и ПМГРЭ.

Разрезы пересекают основные тектонические элементы Баренцевоморского сектора и в региональном плане характеризуют строение осадочного чехла. Максимальные мощности отложений фиксируются в Южно-Баренцевской впадине, где они предположительно составляют около 18 км (профили 1-1, 2-2, 3-3, 7-7), минимальные – в западных частях региона – в норвежском секторе (профили 1-1, 2-2). Профиль 4-4 в меридиональном направлении пересекает зону Центрально-Баренцевских поднятий, разделенных прогибами, открывающимися в сторону Южно-Баренцевской впадины.

Часть разреза, включающая меловые, юрские, верхне-, средне- и частично нижнетриасовые отложения оказалась редуцирована в норвежском секторе, в результате позднемелового(?)-эоценового аплифта. Наиболее полные разрезы мезозоя отмечаются в депоцентрах Баренцевоморского мегабассейна: в Южно- и Северо-Баренцевских впадинах. Здесь снизу вверх по данным МОВ-ОГТ предполагается развитие глубоководных отложений ордовика-силура, девона, карбона и нижней перми, которые выше по разрезу сменяются преимущественно терригенными отложениями верхней перми, триаса, юры, мела и неоген-кайнозоя.

По данным исследования скважин мезозойская часть разреза характеризуется сменой по разрезу трансгрессивных и регрессивных последовательностей отложений. Максимум трансгрессии приходится на позднеюрское время, когда в разрезе формировалась толща так называемых «черных глин» *(Устинов, Покровская,* *1994)*. Самая глубокая скважина в этой части региона (Арктическая-1) остановлена на глубине 4524 м в отложениях ладинского яруса среднего триаса.

В бортовых частях Южно-Баренцевской впадины (скважины Мурманской площади) происходит существенное уменьшение мощностей триасовых и более древних отложений и выпадение из разреза отложений верхнего мела. По данным МОВ-ОГТ здесь предполагается развитие карбонатных отложений нижней перми, карбона и верхнего девона (профиль 7-7), аналогичных разрезам севера Тимано-Печорской плиты. В Печорском море палеозойские отложения вскрыты поисковым и разведочным бурением. Непосредственно вблизи линии профиля 3-3 находятся скважины Северо-Гуляевского и Приразломного месторождений. Одна из скважин Приразломного месторождения прошла осадочный чехол до глубины 4500 м и на забое вскрыла отложения самых низов нижнего девона. Установлено, что палеозойские отложения Печорского моря, содержащие основной по продуктивности каменноугольно-нижнепермский нефтегазоносный комплекс, имеют большое сходство с разрезами сухопутной части провинции *(Государственная.., 2003)*.

Рис.6. Геолого-геотермический разрез по профилю 2-2 (условные обозначения см. рис.5)

Профили 5-5 и 6-6 расположены в самой северной части Баренцевоморского мегабассейна и пересекают острова арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающую акваторию. Разрезы построены по данным геологических съемок и опираются на результаты бурения трех глубоких скважин на архипелаге Земля Франца-Иосифа (Нагурская, Северная, Хейса), по данным которых наблюдаются резкие изменения мощностей отложений и отсутствие на большей части архипелага отложений моложе триасовых. Разрез триасовых отложений насыщен интрузивными образованиями, которые отчетливо фиксируются как в разрезах скважин, так и на профилях МОВ-ОГТ. Ниже триаса, в разрезе Нагурской скважины, установлены верхнекаменноугольные отложения, но в прогибах, там, где общие мощности увеличиваются до 6 км, предполагается развитие полных разрезов перми, карбона, девона и силура. В акваториальной части разрезов по данным МОВ-ОГТ предполагается также существование юрских и меловых отложений.

Западная часть геотраверса 1-1а проходит в субширотном направлении в центральной части Баренцева моря от Медвежинско-Надеждинской ступени до Штокмановско-Лунинского порога (рис. 5). Основными теплофизическими границами на этом профиле, так же как и на всех остальных, являются границы протерозойского фундамента и фанерозойского чехла, а также верхнепалеозойского карбонатного комплекса и мезозой-кайнозойских терригенных пород. Структурно-теплофизические неоднородности выражены на геотермическом разрезе искривлением изотерм и увеличением геотермического градиента в относительно низкотеплопроводных толщах. Например, градиент температуры в породах складчатого фундамента составляет на интервале глубин 5–10 км 12–14 мК/м, а в породах верхнепалеозойского чехла – 20–21 мК/м. При инвариантности теплового потока на нижней границе разреза контраст значений градиента компенсируется обратным соотношением теплопроводности. Так что величина теплового потока на этом профиле практически постоянна и составляет 68 мВт/м^2.

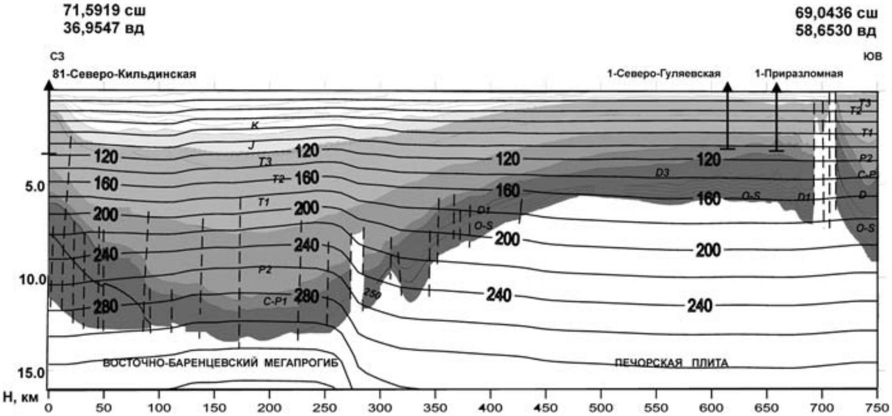


Рис. 7. Геолого-геотермический разрез по профилю 3-3 (условные обозначения см. рис.5)

Температурный интервал катагенеза (140–180°С) залегает на глубине 5,0-6,5 км – в восточной части профиля и на 6-8 км – в западной его части. Таким образом, геотермические данные подтверждают независимо высказанное предположение о более высоком углеводородном потенциале Южно-Баренцевской впадины по сравнению с Центральным поднятием *(Грамберг, Супруненко, 2001)*.

Геотраверс 2-2 проходит севернее, параллельно профилю 1-1а от о-ва Короля Карла в Свальбардском архипелаге до Северного о-ва Новой Земли, пересекая Малыгинскую и Лунинскую седловины, Адмиралтейское поднятие и Прогиб Седова (рис. 6).

Наибольшие проявления рефракции глубинного потока тепла здесь выражены на западном борту Лунинской седловины и при сочленении Прогиба Седова с Новой Землей. Причины этого связаны не только со структурно-теплофизическими неоднородностями, но и с понижением теплового потока в районе Новой Земли. На Новой Земле тепловой поток резко снижается (до 40 мВт/м^2), что так же, как и на Урале, можно объяснить экранированием глубинного теплового потока аллохтонной литосферной пластиной, надвинутой со стороны Уральского палеоокеана при его закрытии в позднем палеозое *(Хуторской, 1996)*. «Охлаждение» земной коры в восточной части профиля обусловило погружение катагенетического температурного интервала от 5–7 км в Малыгинской и на западе Лунинской котловин до 8–10 км – в Прогибе Седова.

Профиль 3-3 пролегает через наиболее продуктивную в отношении открытых месторождений углеводородов часть Баренцевоморского бассейна – через Печорское море. Главными структурными элементами этого геотраверса являются Южно-Баренцевская синеклиза и Печоро-Баренцевская зона погребенных поднятий (рис. 7). Далее на юго-восток профиль переходит в Приновоземельскую зону, где резко сокращается мощность осадочного чехла.

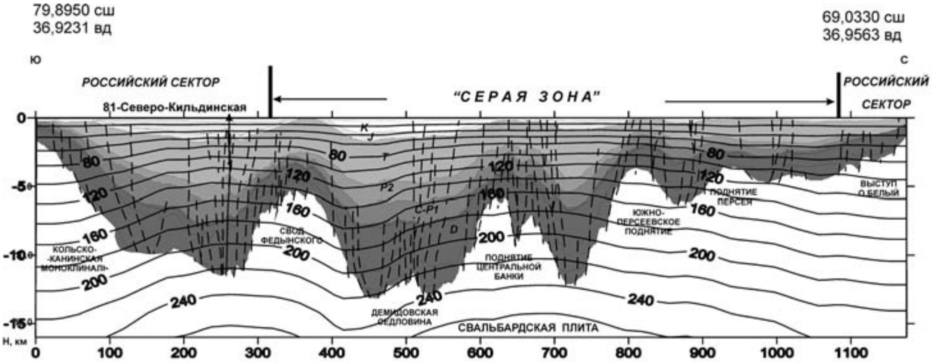


Рис.8. Геолого-геотермический разрез по профилю 4-4
(условные обозначения см. рис. 5)

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в Южно-Баренцевской синеклизе (до 20-22 мК/м в интервале глубин 5-10 км) из-за большой мощности низкотеплопроводных осадков терригенного мезозой-кайнозойского комплекса. В связи с этим, здесь происходит быстрое нарастание температур в осадочном чехле. Так, верхняя граница катагенетического интервала – 140°С встречается уже на 4,5 км. Таким образом, судя по геотермическим данным, Южно-Баренцевская синеклиза – это наиболее перспективная структура для локализации углеводородных месторождений.

Профиль 4-4 имеет меридиональное простирание и тянется от Кольского п-ова до западной оконечности архипелага Земли Франца-Иосифа (рис. 8). Фундамент на этом профиле имеет сложное строение, сочетающее выступы и прогибы, что обусловлено его простиранием вкрест основным субширотным структурам Баренцевской плиты. Как видно из рис.8, амплитуда колебаний мощности чехла достигает 10-11 км, поэтому значения геотермических градиентов в прогибах и на выступах заметно различаются. Геотермический градиент в зонах прогибов в интервале глубин 5–10 км составляет ~16 мК/м, а в зонах выступов – 12 мК/м; в интервале глубин 0–5 км, соответственно, 24 и 19 мК/м.

В скважинах, лежащих на линии профиля 4-4, а также на зондовых станциях измерены относительно высокие значения теплового потока. Например, на северном борту Кильдинского прогиба в двух скважинах зафиксированы значения 109 и 114 мВт/м², а фоновый тепловой поток для центральной части Свальбардской плиты можно оценить как 76-79 мВт/м². Причины повышения теплового потока обсуждались выше. Однако, в настоящее время трудно отдать предпочтение какой-либо одной модели: это может быть и увеличение активности астеносферы при приближении к Северо-Атлантическому центру спрединга, и проявления вторичного рифтогенеза, фазы которого фиксируются, начиная с позднего палеозоя.

Здесь кажется уместным перейти к описанию теплового поля геотраверса 7-7, т.к. он, как и предыдущий, меридиональный и трансбаренцевский. Он начинается у Кольского п-ова и протягивается до широты Земли Франца-Иосифа.

Характерной особенностью геотемпературного поля вдоль этого геотраверса является резкая пертурбация изотерм при переходе от Кольско-Канинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе (рис.9). Это обусловлено двумя причинами: во-первых, средняя теплопроводность пород синеклизы меньше, чем в районе моноклинали, где фундамент залегает на 5-6 км выше, во-вторых, под Южно-Баренцевской синеклизой зафиксирован относительно низкий тепловой поток. Если на профиле 4-4 мы оценили фоновый тепловой поток как 76-79 мВт/м², то здесь его значение составляет 64-66 мВт/м². При переходе севернее по профилю к структуре Штокманско-Лунинского порога тепловой поток возрастает до 72-77 мВт/м².

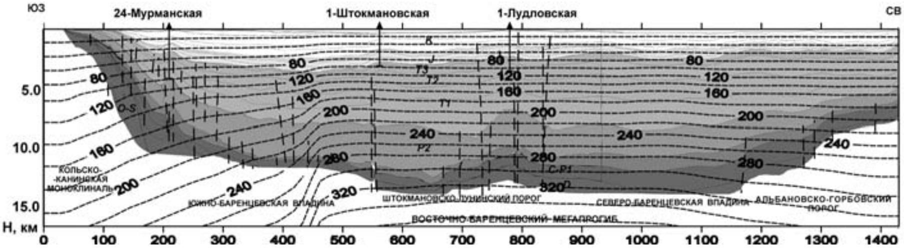


Рис.9. Геолого-геотермический разрез по профилю 7-7 (условные обозначения см. рис.5)

Такое сочетание теплофизических характеристик создает специфическую картину распределения изотерм катагенеза органического вещества. При переходе от Кольско-Канинской моноклинали к Южно-Баренцевской синеклизе глубина нахождения изотерм катагенеза резко уменьшается с 8-12 км до 4-5 км, а затем, севернее, плавно увеличивается до 6,5-7,5 км в районе ЗФИ.

К структуре Штокманско-Лунинского порога приурочены крупнейшие в регионе газоконденсатные месторождения, что хорошо коррелируется с минимальной глубиной нахождения катагенетического температурного интервала.

Профили 5-5 и 6-6, расположенные в районе архипелага ЗФИ, до выполнения исследований в 25-м рейсе НИС «Ак. Ник. Страхов» были слабо обеспечены геотермическими измерениями. Имелось лишь три определения теплового потока в скважинах «Северная», «Нагурская» и «Хейса», по которым сделана оценка глубинного теплового потока Л.А. Цыбулей и В.Г. Левашкевичем (1992), составившим 76-80 мВт/м² . Можно согласиться с этой оценкой, т.к. полученные в 2007 году новые измерения на полигоне вблизи ЗФИ показали весьма контрастные значения: наряду с высокими величина-ми теплового потока (88 и 97 мВт/м^2), измерены и низкие значения (30-35 мВт/м^2), так что в среднем мы получим указанные выше оценки. Здесь мы не будем обсуждать причины столь контрастных значений теплового потока. Это сделано в другой статье авторов в этой же книге.

Строение Южно-Карской впадины изучено сейсмическими работами МОВ и МПВ, а также гравимагнитными методами. Результаты этих работ показывают, что впадина представляет собой рифтогенный бассейн мезозойского возраста с заметно утоненной континентальной корой (до 26-30 км) и резко дифференцированной структурой поверхности фундамента. Крупнейшие разломы имеют явно выраженный листрический облик, а амплитуда смещений по ним достигает 3–6 км *(Боголепов и др., 2000)*. Основные тектонические элементы рифтовой системы сформированы в результате последовательного отрыва крупных клиновидных блоков и пластин консолидированной коры по зонам разломов, выполаживающимся и затухающим в нижнекоровом слое. Растяжение земной коры в Южно-Карской впадине составляет около 20%, что близко к значениям растяжения в рифтогенных Восточно-Баренцевском прогибе и Североморской впадине. Геодинамический режим растяжения всегда сопровождается повышением температур и теплового потока. Именно такой характер геотермического поля наблюдается нами в Южно-Карской впадине.

Южно-Карский седиментационный бассейн, являющийся подводным замыканием Западно-Сибирского мегабассейна, по углеводородному потенциалу является крупнейшим на арктическом шельфе России. Все ресурсы углеводородов приурочены к мезозойским отложениям и представлены в подавляющей своей части газом.

Для описания структуры коры в Карском море были использованы 24 профиля, полученные как в результате глубинного сейсмического профилирования по длинным геотраверсам (10 профилей), так и в результате обработки информации по коротким профилям МОВ (14 профилей) *(Поселов и др., 1996)* (рис. 10). Вдоль каждого из них был выполнен расчет глубинных температур с помощью программного пакета «TERMGRAF»(рис.11) (Подгорных и др., 2001). В качестве граничного условия на нижней границе задавался тепловой поток, измеренный в нескольких разведочных скважинах на акватории: (73-76 мВт/м^2 – в западной части и 53 мВт/м^2 – в восточной части, западнее арх. Арктического Института), у западного побережья п-ва Ямал (54-58 мВт/м^2) и на о. Белый (54-59 мВт/м^2). При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям (см. табл.1).

Современные знания о геологии шельфа Моря Лаптевых основаны на многоканальных сейсмических исследованиях, которые проводились силами Морской Арктической геологической экспедиции (МАГЭ) в 1986–1990 гг., Московской Лабораторией региональной геодинамики (ЛАРГЕ) в 1989 г. и совместной Российско-Германской экспедицией в 1993–1994 гг. Эти данные позволили проследить структуру рифтовой системы Хребта Гаккеля в осадочном чехле шельфа и разработать сейсмостратиграфическую схему для Моря Лаптевых и для северо-западной части Восточно-Сибирского моря. В шельфовой части этих морей не проводились измерения теплового потока, поэтому при моделировании геотермического поля вдоль профилей в шельфовой части Моря Лаптевых принимались фоновые значения теплового потока для Карского моря.

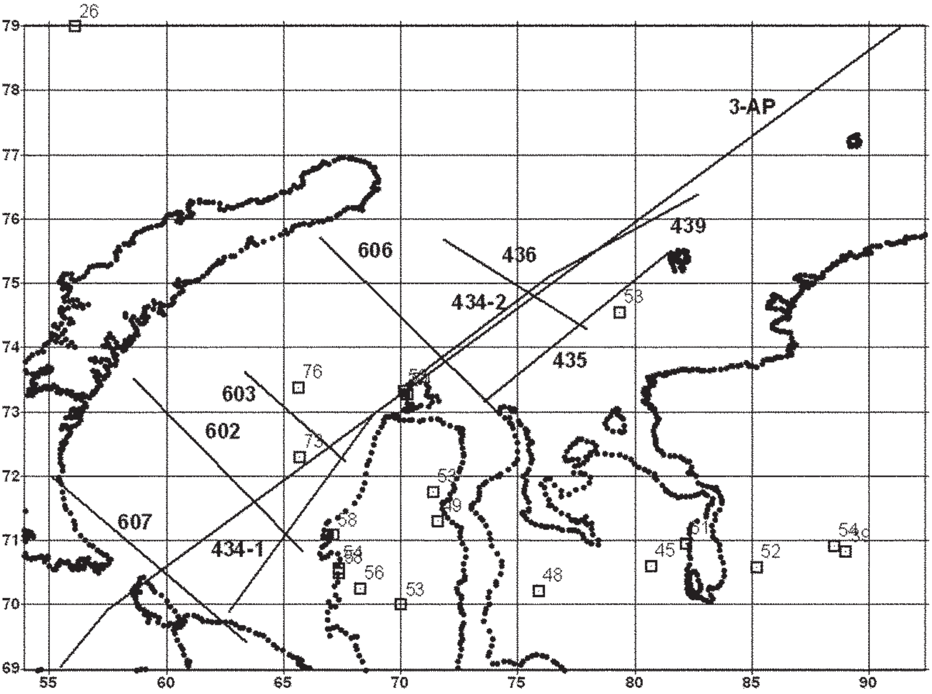


Рис. 10. Схема расположения профилей ГСП и их номера, а также точки измерений теплового потока в Карском регионе (мВт/м²).

Термическое поле Амеразийского бассейна СЛО

В Северном Ледовитом океане на траверсе Моря Лаптевых и Восточно-Сибирского морей имеются измерения теплового потока, выполненные погружными термоградиентографами с дрейфующих льдов на Хребтах Гаккеля и Ломоносова, а также в Котловинах Подводников (более 40 измерений) *(Любимова и др., 1973)*.

По программе Трансарктика в 1989–92 гг. и в 2000 г. в Амеразийском бассейне выполнены работы МПВ-ГСЗ по системе встречных и нагоняющих годографов на трех геотраверсах (два – субширотного направления и один – субмеридианальный) общей протяженностью 2 300 км. Расстояние между регистраторами на геотраверсах «СЛО 89-91» (Де Лонга – Северный полюс) и «СЛО 92» (хребет Ломоносова) составляло 10 км, а на геотраверсе «Арктика 2000» через поднятие Менделеева – в 5 км. База наблюдений (длина годографа с информативной записью) достигала 200 км.

По результатам интерпретации данных МПВ-ГСЗ в полосе геотраверсов по мнению исследователей *(Каминский и др., 2003)* выявлена типичная для эталонной континентальной коры вертикальная и латеральная расслоенность коры и верхней мантии блока Амеразийского суббассейна, представленного поднятиями Ломоносова, Менделеева и разделяющей их Котловиной Подводников. Верхняя кора редуцирована и включает верхний градиентный

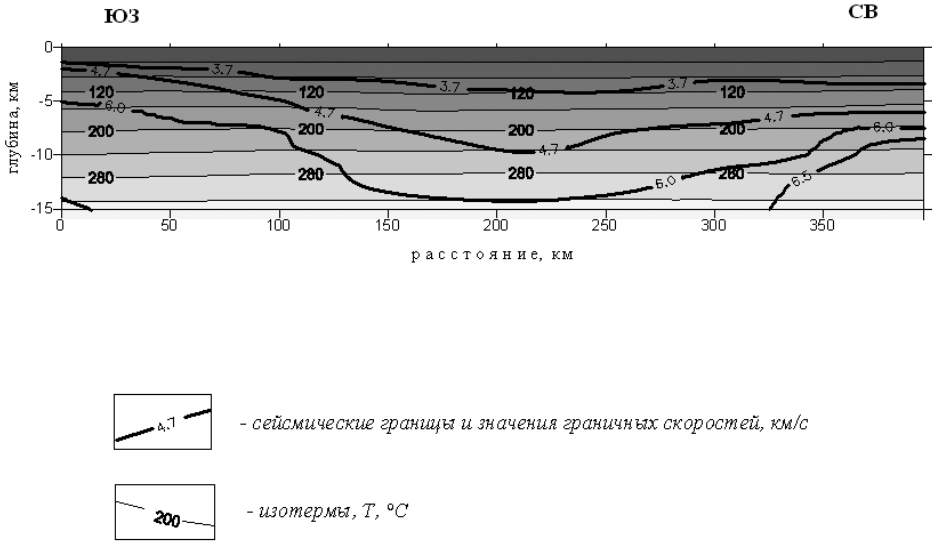


Рис. 11. Сейсмический и геотермический разрезы вдоль профиля 434-1. в Карском море 1 – сейсмические границы и значения граничных скоростей, км/с; 2 – изотермы, °С.

слой со скоростями 5.8-6.7 км/с. Нижняя кора двухслойна и состоит из верхнего слоя со скоростями 6.8-7.2 км/с и нижнего коро-мантийного слоя со скоростями 7.4-7.7 км/с. Мантия представлена слоями- М (7.9-8.1 км/с) и N (8.4-9.0 км/с). Мощность земной коры в блоке изменяется от 22-23 км в Котловине Подводников до 25-26 км на хребте Ломоносова и 34 км на поднятии Менделеева. Эволюция литосферы палеоплатформенного блока Амеразийского бассейна связана скорее всего с деструкцией, ступенчатым обрушением и вулкано-тектонической активизацией.

Таким образом, западная часть Амеразийского бассейна в пределах Котловин Подводников имеет достаточную структурно-геологическую и геотермическую изученность для применения термотомографического метода. Непосредственно в котловинах имеется 15 измерений теплового потока (рис.12) (значения в пределах 65-75 мВт/м^2, однако, имеются две точки со значениями более 100 мВт/м^2), выполненных с дрейфующих льдов в разные годы советскими и канадскими исследователями *(Любимова и др., 1973, Judge, Jessop, 1978)*, а также сейсмические профили (геотраверсы), отработанные как с дрейфующих станций СП, так и в экспедициях на ледоколах.

Расчеты температур в литосфере, а также плотности теплового потока проведены вдоль сейсмических геотраверсов «СЛО-92», «АРКТИКА-2000» и «СЛО-8991».

На разрезах хорошо видно, что строение земной коры под Котловинами Подводников имеет очень сложный, неоднородный характер (рис. 13, 14). Мощность осадочного чехла изменяется от 5 км (Котловина Подводников I) до 1 км (Котловина Подводников II). Соответственно, температура на подошве слоя неконсолидированных осадков в пределах Котловин уменьшается в северном направлении от 250 до 150°С. Мощность складчатого комплекса редуцируется в северном направлении и в том же направлении уменьшается мощность консолидированной коры (предположительно, базальтового слоя) со скоростями от 6,0 до 7,8 км/с. Температура на подошве коры также уменьшается в северном направлении, что однозначно объясняется уменьшением глубины границы Мохо. Так в южной части Котловины Подводников I температура на границе Мохо составляет 750°С, а в северной части Котловины Подводников II – 700°С.

Заметим, что граница Мохо в Амеразийском бассейне не является изотермической, т.е. температура на ней зависит от мощности коры. Этот же результат был получен ранее практически для всех пассивных переходных зон Мирового океана, в отличие от активных конвергент-

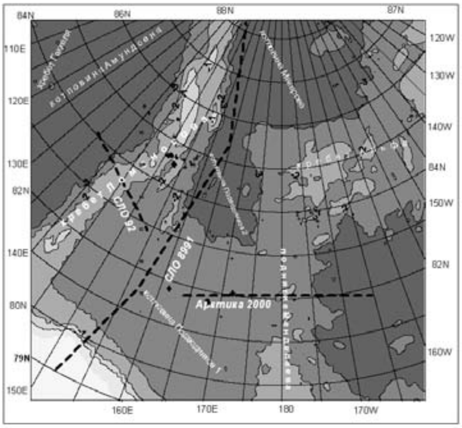


Рис. 12. Расположение геотраверсов (пунктирные линии) и точек измерения теплового потока в районе Котловин Подводников.

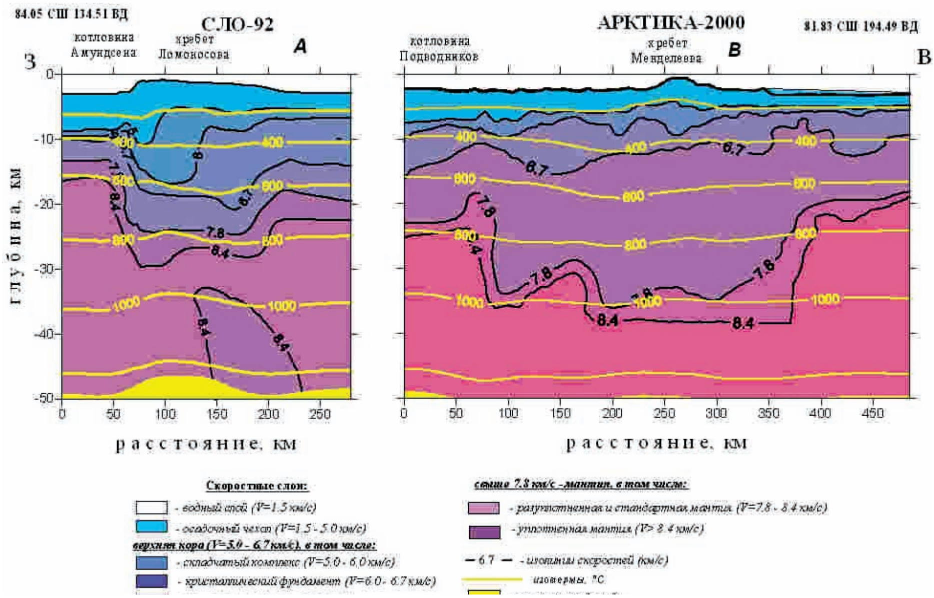


Рис. 13. Сейсмический (v, км/с) и геотермический (изолинии - Т,°С) разрезы вдоль профилей «СЛО-92» (А) и «Арктика-2000» (В) Крапом показана область фракционного плавления в мантии.

ных зон Западной Пацифики *(Смирнов, Сугробов, 1980)*, где был сделан вывод об изотермической природе границы Мохо.

В верхней мантии, в пределах твердой литосферы температура нарастает от 700-750°С до 1200°С на глубине 42-45 км. Кровля термической астеносферы, приуроченная к изотерме 1250°С с учетом РТ-условий для данной глубины, проявляется на глубине 50 км.

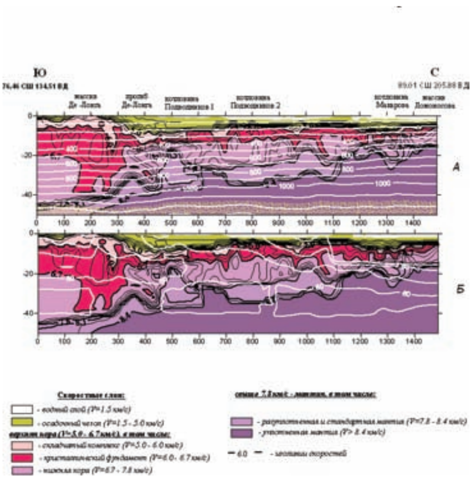


Рис. 14. Распределение температур (Т,°С) (А) и теплового потока (мВт/м²) (Б) вдоль профиля «СЛО-8991».

Таким образом, мы прогнозируем мощность литосферы под Котловинами Подводников равную 50 км. Это несколько меньшая мощность, чем у литосферы абиссальных котловин Мирового океана (70-80 км), но типичная для пассивных континентальных окраин атлантического типа. Именно такие оценки мощности литосферы были получены в Ангольской, Бразильской и Канарской континентальных окраинах при исследованиях теплового поля на трансатлантических геотраверсах *(Подгорных, 1986)*. Полученные данные позволяют констатировать отсутствие новейшей тектономагматической активности в районе Котловин Подводников.

Анализ фонового теплового потока показал, что внутри литосферы Котловин Подводников он составляет 60-70 мВт/м². Имеется тенденция некоторого увеличения фонового теплового потока вкрест простирания Котловины. Так, под Хребтом Менделеева он достигает 80 мВт/м². Однако это вполне объяснимо влиянием структурно-теплофизических неоднородностей из-за пониженной теплопроводности неконсолидированных осадков Котловин по сравнению с обнажающимся складчатым комплексом Хребта Менделеева, обладающим более высокой теплопроводностью.

Котловины Подводников, исходя из имеющихся данных о строении земной коры, а также на основании моделирования толщины литосферы, можно рассматривать как структуры пассивной континентальной окраины Атлантического типа.

Анализ термического режима литосферы этих структур не позволяет говорить о проявлениях новейшей тектонической активности. По-видимому, Котловины Подводников сформированы на месте континентального блока, существовавшего в геологическом прошлом, при прогибании верхней части литосферы. Аналогичные по строению котловины авторы исследовали в Юкатанском бассейне Карибского моря *(Кононов и др., 1990)*

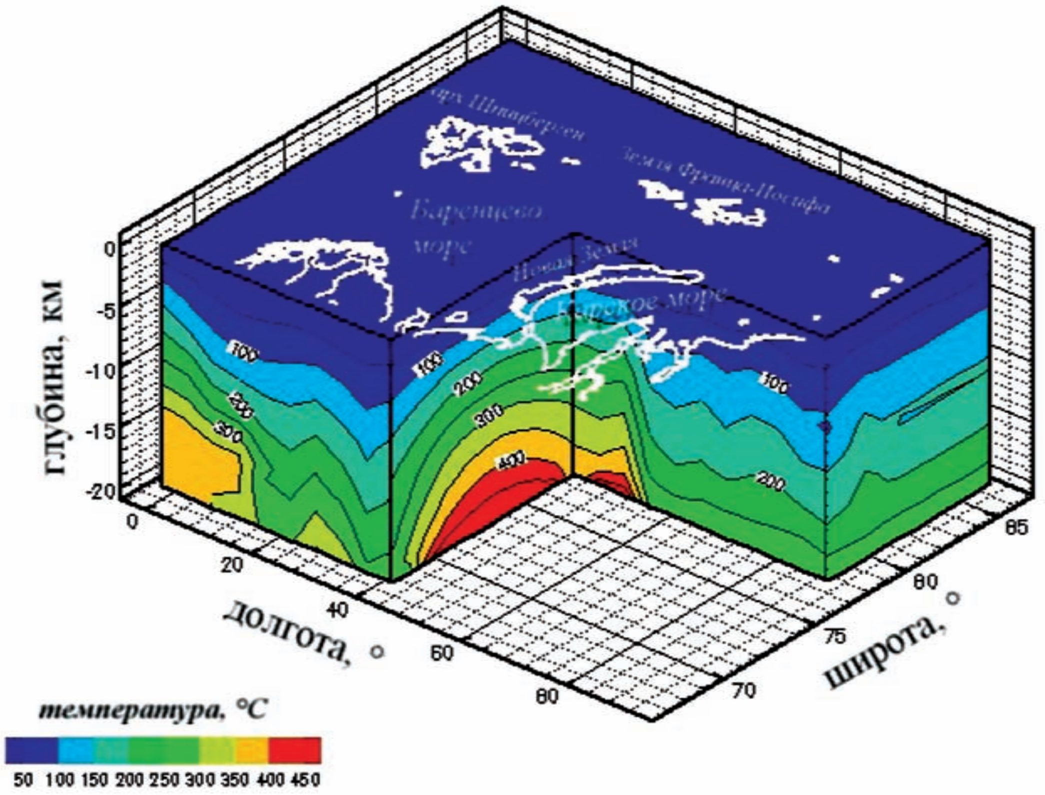


Рис.15. 3D-модель геотемпературного поля Баренцево-Карского региона (изотермы, °C).

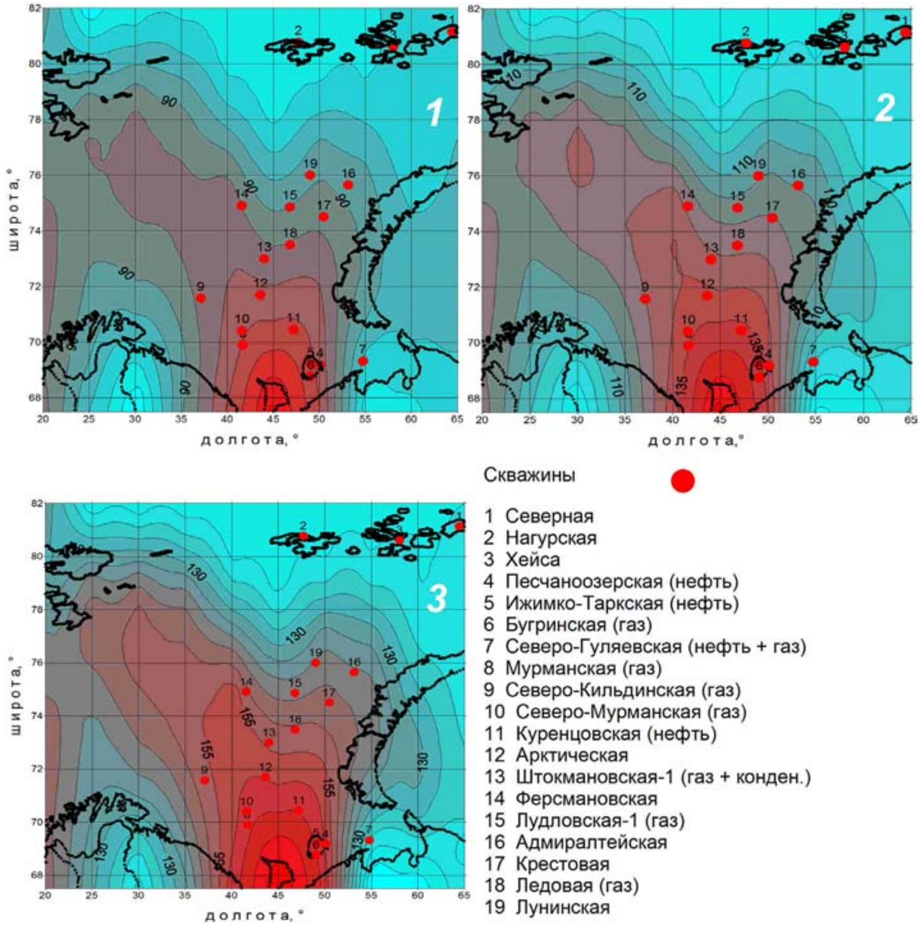


Рис.16. Температурные карты срезы на глубине 3 (1), 4 (2) и 5 км (3) в Баренцевом море (точками показано расположение месторождений углеводородов)

3D-модели температурного поля в Западно-Арктическом бассейне

По своей тектонической структуре Западно-Арктический регион является типичной мозаичной областью, что не позволяет для него остановиться на методике двухмерного геотермического моделирования, которое по сравнению с трехмерной моделью с теми же геотермическими параметрами и геометрией дает априорную систематическую погрешность в 10-15%. В связи с этим полученные результаты расчета глубинных температур не распространяются за пределы створа профиля. Для того, чтобы перейти к трехмерной модели, все профильные створы помещаются на единый трехмерный плот в координатах: «широта-долгота-глубина».

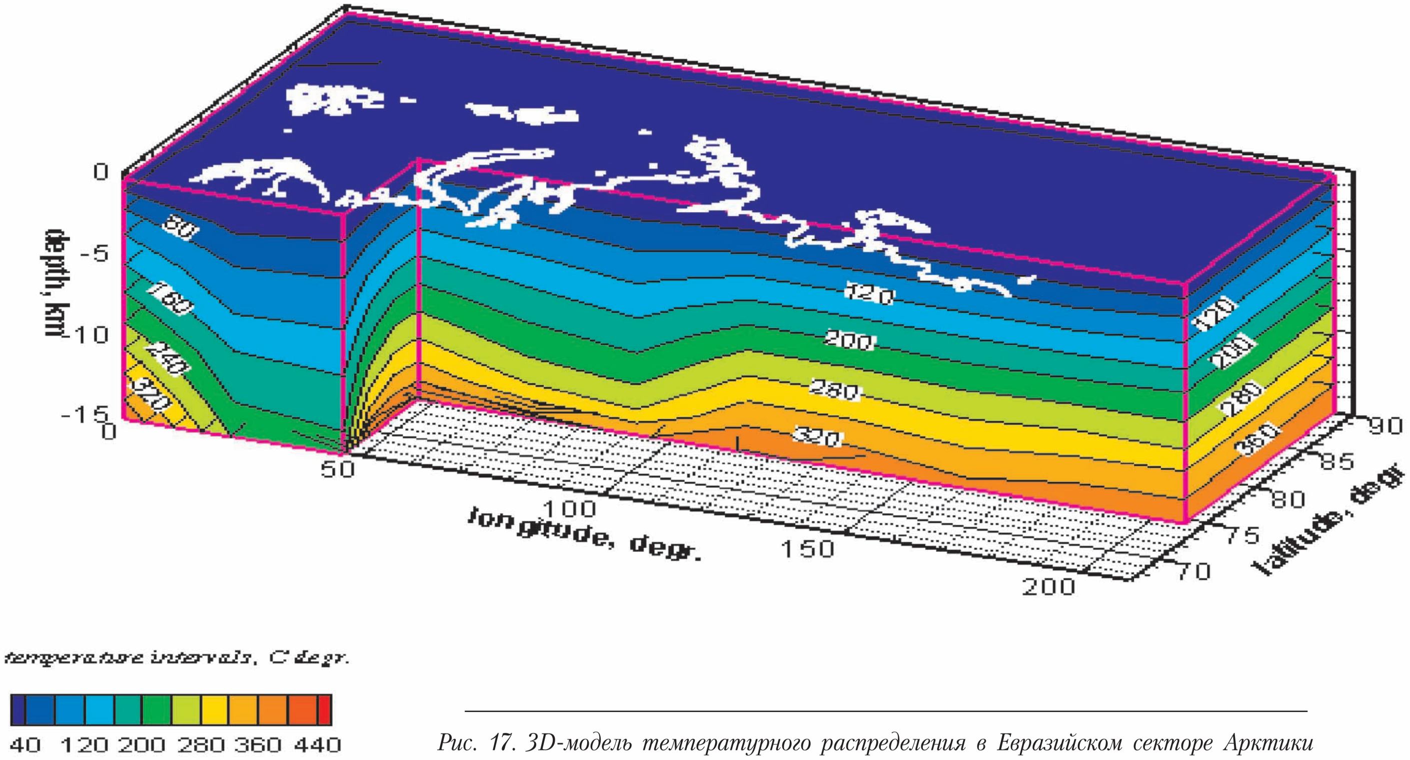


Рис. 17. 3D-модель температурного распределения в Евразийском секторе Арктики

Точность расчетов оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет 150 м, что при средней глубине расчета температур 30 км составляет относительную погрешность 0,5%.

Особенностью трехмерного моделирования является установление температур, а следовательно, и всех остальных геотермических параметров в геометрии «широта-долгота-глубина» для всего региона. С помощью объемной интерполяции программы «TECPLOT» мы получили трехмерную картину распределения температур на всю глубину исследования (до 35 км) и для всего региона. Аналогичная процедура была применена и для рисовки трехмерной картины распределения теплового потока. Программа позволяет построить глубинные срезы температур и тепловых потоков на любой глубине, а также изотермические поверхности.

Проанализируем полученные результаты моделирования.

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к Канину п-ову, о-ву Колгуев и арх. Новая Земля, а также в Южно-Карской впадине (см. рис. 2). Это естественно вызывает появление температурных аномалий на глубинных срезах. Величина аномалий температуры относительно фоновых значений изменяется от +20°С на глубине 3 км (при фоновых температурах 90–100°С) до +40°С на глубине 5 км (при фоновых температурах 125–140°С). Однако эти аномалии связаны не с высоким глубинным тепловым потоком в этом районе, а с относительно пониженной теплопроводностью разреза, т.к. в сторону континента увеличивается мощность сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Тем не менее, юго-восточная и восточная части Баренцева моря характеризуются подъемом изотермических поверхностей, в том числе и тех, которые контролируют температурный интервал катагенеза углеводородного вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность уже открытых нефтегазовых месторождений именно к «температурному куполу» на юго-востоке и востоке моря, что хорошо иллюстрируется на рис. 15 и рис. 16.

Нами не исключается возможность нахождения месторождений в других частях Баренцева моря на большей глубине. Пользуясь теми же интерпретационными критериями о приуроченности месторождений к температурному интервалу катагенеза, можно предположить их нахождение на глубинах 6-8 км в юго-западной и западной частях моря и на глубинах 5,5-7,0 км – в северо-западной части *(Хуторской, Подгорных, 2001)*.

По-видимому, сходная ситуация существует и в Карском море – термический купол Южно-Карской впадины пространственно совпадает с локализацией крупнейших месторождений углеводородов – Русановским и Ленинградским *(Подгорных и др., 2001)*.

Анализируя трехмерную температурную модель, можно видеть подъем изотерм на всем интервале глубин (до 15 км) в Южно-Карской впадине, что свидетельствует о существовании аномалии теплового потока, протягивающейся вдоль меридиана 66°в.д., от центра Байдарацкой губы на север. Это согласуется с измерениями повышенного по сравнению с фоновым теплового потока в скважинах на Русановском и Ленинградском месторождениях (73 и 76 мВт/м^2). По результатам моделирования температура на глубинных срезах 3, 4 и 5 км уменьшается от указанного меридиана в восточном направлении на относительную величину 10°С, и на меридиане 70°в.д., в районе Белоостровской впадины изотермы уже лежат горизонтально, что характеризует фоновый геотермический режим. Среднее значение теплового потока на Ямале составляет 53 мВт/м^2, что заметно ниже теплового потока на акватории Южно-Карской впадины.

Подъем изотерм, формирующих «термический купол», выявлен и в Море Лаптевых. (рис.17). Пространственно он приурочен к району акватории между о-вом Столбовой и устьем р. Яна. Применяя ту же аналогию, которая была показана для юго-восточной части Баренцева и южной части Карского морей, можно предположить, что южный сектор Моря Лаптевых является наиболее перспективным регионом для проведения геолого-разведочных работ на углеводородное сырье.

Трехмерное геотермическое моделирование позволяет прогнозировать глубину поверхностей, ограничивающих интервал возможного нахождения углеводородных залежей, и этим оно отличается от двухмерного моделирования, которое не позволяет «заглянуть» за линию профиля. Особенно сильные различия в результатах оценки перспектив нефтегазоносности по геотермическим данным могут быть в случае изометричных, а не линейных структур. При изометричности, которая характерна для осадочных бассейнов Западно-Арктического региона, оценки глубин нахождения катагенетических температур по двухмерной модели дают значения относительного расхождения с оценками по трехмерной модели на 10-15%. Этот факт не требует специальных доказательств, т.к. хорошо известен из классических работ по теории теплопроводности *(Карслоу, Егер, 1964)*.

На шельфе Западно-Арктических морей выявляется единая тенденция приуроченности крупных месторождений углеводородов к зонам повышенного термического потенциала. Этот факт можно использовать как дополнительный признак при поисково-разведочных работах на арктическом шельфе.

Выводы

1. Геотермическое поле изометричных или мозаичных областей может быть корректно отражено только в трехмерной геометрии; этот способ предоставляет возможность оценить изменения теплового поля как по латерали, так и по глубине.

2. Температурные аномалии и аномалии теплового потока формируются за счет неравномерного распределения тепловых источников, а также за счет структурно-теплофизических неоднородностей, обусловленных литолого-фациальным и тектоническим факторами.

3. Котловины Подводников, исходя из имеющихся данных о строении земной коры, а также на основании моделирования толщины литосферы, можно рассматривать как структуры пассивной континентальной окраины Атлантического типа. Анализ термического режима литосферы этих структур не позволяет говорить о проявлениях новейшей тектонической активности. По-видимому, Котловины Подводников сформированы на месте континентального блока, существовавшего в геологическом прошлом, при прогибании верхней части литосферы.

4. Термотомографический анализ нефтегазоносных бассейнов показал, что промышленные скопления углеводородного сырья локализуются над зонами подъема изотерм, над «термическими куполами», которые впервые выделены с помощью 3D-моделирования геотермического поля в Баренцевом и Карском морях,

5. Температурный интервал катагенеза органического вещества в Западно-Арктическом бассейне наиболее приближен к дну в Южно-Баренцевской впадине (4,5–5,5 км). Этим, по-видимому, обусловлен высокий нефтегазоносный потенциал этой впадины.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-00012)

Список литературы

Березин В.В., Попов Ю.А. Геотермический разрез Печенгской структуры // Изв. АН СССР. Физика Земли, № 7, 1988. С. 80–88.

Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. №3. С. 13–30.

Боголепов А.К., Мурзин Р.Р , Хачатрян С.С. Глубинное строение Восточно-Баренцевской и Южно-Карской рифтовых систем. // М-лы Конгресса «300 лет российской геологической службе». С.-Пб, 2000, т. 3. С. 18–20.

Боголепов А.К., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Новые данные о соленосных бассейнах Западно-Арктического шельфа Евразии // Докл. АН СССР. 1991. Т.317, №4. С. 718–722.

Верба В.В. Сравнительная геолого-геофизическая характеристика Североморского и Баренцевоморского осадочных соленосных бассейнов // Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 34–39.

Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О., Мандриков В.С., Хлюпин Н.И. Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. НИИГА-ВНИИОкеангеология, т. 203, СПб., 2004. С. 169–175.

Верба М.Л., Шаров Н.В. Состояние изученности и основные проблемы глубинного строения Баренцевского региона. – Апатиты, Геол. Ин-т КНЦ РАН, ч.1, 1998. С. 11–41.

Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген. Л:. Изд-во ПГО «Севморгеология», 1983. 82 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист R-38-40 – Колгуев. Объяснительная записка // Под ред. Б. Г. Лопатина. СПб, ВСЕГЕИ, 2003, 203 с. (МПР России, ВСЕГЕИ, МАГЭ, ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ).

Грамберг И.С., Супруненко О.И., Вискунова К.Г. и др. Нефтегазоносность Западно-Арктического шельфа России (углеводородные системы, ресурсы, направления работ) // Мат-лы Всеросс. Конф. «300 лет российской геологической службы». С.-Пб. Кн.3. 2001. С. 30–31

Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы) // Автореф. докт. диссертации. М., 2005. 44 с.

Зорин Ю.А., Осокина С.В. Модель нестационарного температурного поля земной коры Байкальской рифтовой зоны // Изв.АН СССР. Физика Земли, №7, 1981. С. 17–25.

Карслоу Г, Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Мир, 1964. 528 с.

Каминский В.Д., Мурзин Р.Р., Поселов В.А. и др. Геофизическая изученность основных геоструктур СЛО и обоснованность существующих геологических гипотез. // Тр. Межд. Конфер. «Морфология и геологическая природа глубоководных акваторий и подводных поднятий Арктического бассейна». М.: 2003. С. 14–17.

Кононов В.И., Зверев В.П., Хуторской М.Д. и др. Геотермальная активность и осадочный процесс в Карибско-Мексиканском регионе. М.: Наука, 1990. 192 с.

Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М.: Наука, 1973. 174 с.

Методические и экспериментальные основы геотермии. – М.: Наука, 1983. 328 с.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. – М.:Недра, 1976. 279 с.

Милановский С.Ю., Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геотермические исследования и модель теплогенерации континентальной коры на северо-восточной части Балтийского щита // Геохимия глубинных пород. М.:Наука,1986, С. 131–149.

Николаев А.В. Проблемы геотомографии // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 4–38.

Подгорных Л.В. Тепловой поток в восточной части Ангоро-Бразильского геотраверса // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно- Атлантического хребта, Л., ВНИИОкеангеология, 1986, с. 93–101

Подгорных Л.В., Хуторской М.Д., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Трехмерная геотермическая модель Карского шельфа и прогноз нефтегазоносности // Докл. РАН, т.380, №2, 2001. С. 333–338.

Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Термическая эволюция литосферы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевоморской плиты // Изв.РАН. Физика Земли, №3, 1998. С. 56–65.

Поселов В.А., Павленкин А.Д., Буценко В.В. Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С-Пб. ВНИИОкеангеология, вып.1, ч. 2. 1996. С. 145–155.

Пущаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика: Кредо автора // Геотектоника, 1993. №1. С. 3–6.

Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях. 1. Тепловой поток и тектоника, 2. Карта измеренного и фонового теплового потока, 3. Оценка глубинных температур и мощность литосферы // Вулканология и сейсмология. № 2. 1980, С. 3–18.

Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.И. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.

Тараканов Ю.А. Гравитационная томография // Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С. 236–265.

Устинов Н.В., Покровская И.Е. Верхнеюрские «черные глины» Баренцевоморского шельфа // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России // СПб, ВНИИОкеангеология, 1994, с. 19–29

Устрицкий В.И., Храмов А.Н. Геологическая история Арктики с позиций тектоники литосферных плит // Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 253–265.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Ахмедзянов В.Р. Геотермическое поле и термическая эволюция литосферы Баренцевоморского региона // Вестн. РАЕН, №5, 2000. С. 55–77.

Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 289 с.

Хуторской М.Д., Подгорных Л.В. Объемная модель геотермического поля Баренцевоморского региона. /Докл. РАН, т. 377, №1, 2001. С. 265–269.

Цыбуля Л.А.,Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. – Апатиты, 1992. 114 с.

Шеридан Р. Атлантическая континентальная окраина Северной Америки // Геология континентальных окраин. Т.2. М.: Мир, 1978. С. 82–101.

Эринчик Ю.М., Мильштейн Е.Д. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. С.-Пб. Изд.ВСЕГЕИ, 1995. 48 с.

Bates J.L. East coast basin // Atlas series Scotian shelf. 1991. GSC. 152 p.

Crough S.T., Thompson G.A. Numerical and approximate solution for lithospheric thickening and thinning // Earth & Planet. Sci. Lett.,1976, v.31, P. 397–402.

Dziewonski A.M. Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velosity up to degree and order 6 // J.Geophys.Res. 1984. vol.89. P. 5929-5952.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Seismic tomography of the Earth`s interior // Amer. Sci. Let., 1984. vol. 72. N.5. P. 483–494.

Fairhead J.D. The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, East Africa, deduced from gravity studies // Tectonophysics, 1976, v.30, P. 269–298.

Judge A., Jessop A. Heat Flow North of 60 N.- In: Arctic Geophysical Review (J.F.Sweeney, ed.). Publications of the Earth Physics Branch, v.45, N 4, Ottawa, Canada, 1978, pp.25-33.

Rowley D.B., Lottes A.L. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: late Jurassic to present // Tectonophysics. 1988. 155. P. 73–120.

Seismic tomography: Theory and practice // Ed. By H.M. Iyer and K.Hirahara, L., 1993. P. 519–584.

Geothermal studies of Arctic Basin – Problems and Solutions

M.D. Khutorskoy[1], Yu.G. Leonov[1], L.V. Podgornykh[2], A.V. Ermakov[1], V.R. Akhmedzyanov[3]

1 – Geological Institute of Russian Academy of Science (GIN RAS), Moscow, Russia
2 – Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), St. Petersburg, Russia
3 – Peoples Friendship University of Russia (PFUR), Moscow, Russia

Abstract

2D- and 3D-modeling of geothermal field along geotraverses in Western-Arctic and in Podvodniki basins carried out. These ware constructed on deep seismic profiling and drilling data. The catagenetic transformation depths of organic substance for various parts of the sedimentary basin are designed. This interval least depth is dated for Southern-Barents basin where on the prospecting data the highest hydrocarbonic potential is established. On 3D-models «the thermal dome» is dated for this area, allocated for the first time. Heat flow measurements data in the northern part of Svalbard plate near Franz-Josef Land (FJL) and Spizbergen are resulted. Measurements were carried out by new updating geothermal probe "GEOS-M". Seven heat flow measurements on "FJL" and twenty – on "Spizbergen" are received. On first of them heat flow variation from 30 up to 85 mW/m2 are connected both with trough valley Franz-Victoria tectonic activization and with structural and thermal conductivity heterogenesis inside sedimentary cover. Abnormal heat flow values (from 120 up to 519 mW/m2), measured in trough Orly (to the eastern of Spizbergen North-East Land), testify to rift zone development which completely destroyed a continental crust. These researches were carried out at financial support of the Norwegian oil management, as well as Russian Academy of Science, Earth sciences branch of the Russian Academy of Science and the Russian basic research Foundation.

Строение и эволюция земной коры области сочленения поднятий Амеразийского суббассейна с Восточно-Арктическим шельфом (в связи с проблемой ВГКШ Российской Федерации в СЛО)

В.А. Поселов, В.Д. Каминский, В.Л. Иванов,
Г.П. Аветисов, В.В. Буценко, А.И. Трухалев,
В.К. Паламарчук, С.М. Жолондз

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), г. Санкт-Петербург, Россия

Аннотация

Геолого-геофизические исследования, выполненные Роснедра–ВНИИОкеангеология в составе экспедиции «Арктика-2007» в Арктическом бассейне, в первую очередь были направлены на решение задач, связанных с геологическим обеспечением геополитических интересов Российской Федерации на основе уточнения положения границы расширенного континентального шельфа Российской Федерации в этом регионе, в частности, в районе хребта Ломоносова и в зоне его сопряжения с прилегающим шельфом. На основе данных исследований, с привлечением материалов ранее выполненных работ, создана геодинамическая модель литосферы исследуемого района, обосновывающая Концепцию Российской заявки внешней границы континентального шельфа в Северном Ледовитом океане. Анализ геолого-геофизических материалов по профилю «Арктика-2007» в совокупности с геодинамической моделью позволил сделать ряд существенных новых выводов о формировании Северного Ледовитого океана. В том числе вывод о том, что область Центрально-Арктических поднятий и Восточно-Арктический шельф России представляют единый ансамбль континентальных геологических структур с общей историей геологического развития и синокеанических структурно-вещественных преобразований континентальной коры.

Введение

Геолого-геофизические исследования, выполненные в составе экспедиции «Арктика-2007» в Арктическом бассейне, в первую очередь были направлены на решение задач, связанных с геологическим обеспечением геополитических интересов нашей страны на основе уточнения положения границы расширенного континентального шельфа России в этом регионе, в частности в районе хребта Ломоносова и в зоне его сопряжения с прилегающим шельфом. На основе данных исследований, с привлечением материалов ранее выполненных работ, дана прогнозная оценка ресурсов и создана геодинамическая модель литосферы исследуемого района, обосновывающая концепцию Российской заявки внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) в Северном Ледовитом океане.

Повышенный интерес к арктическому континентальному шельфу не только приарктических, но и других западных стран, вызывает, прежде всего, углеводородный потенциал Северного Ледовитого океана. Извлекаемые ресурсы только «географического» шельфа арктической Евразии оцениваются цифрой порядка 100 млрд тонн н.э.. Согласно прогнозным построениям последних лет, многомиллиардные скопления нефти и газа могут быть заключены в недрах глубоководного Арктического бассейна, а быстрый прогресс в технологии морской добычи плюс активное потепление Арктики делают реальным освоение этих богатств уже в обозримом будущем.

Безусловно, Арктический бассейн для России является регионом особых геополитических, экономических, а также оборонных и научных интересов. Однако до настоящего времени максимально протяженные, по сравнению с другими приарктическими государствами, границы Российского сектора Арктического бассейна не имеют юридического статуса.

В 1997 г. Российской Федерацией была ратифицирована «Конвенция ООН по морскому праву 1982 г.» (далее Конвенция). В декабре 2001 г. Российская Федерация направила представление по внешней границе своего континентального шельфа (ВГКШ) в Северном Ледовитом и Тихом океанах (далее Заявка), подготовленное в соответствии с положениями Конвенции, Генеральному Секретарю ООН. По результатам рассмотрения Заявки РФ Комиссией ООН по границам континентального шельфа были подготовлены замечания и рекомендации, значительная часть которых касается геологической природы основных поднятий Амеразийского бассейна и их структурной связи с континентальной окраиной.

Концепция российской Заявки ВГКШ в СЛО базировалась на аргументированных доказательствах принадлежности крупнейших поднятий дна Амеразийского суббассейна – хребта Ломоносова и поднятия Менделеева – к компонентам континентальной окраины северо-восточной Евразии. Комиссия расценивает российскую интерпретацию как отражающую лишь одну из многочисленных, весьма различающихся гипотез, которые к настоящему времени предложены для объяснения происхождения, природы и возраста Амеразийского суббассейна. Наибольшую дискуссию вызывает строение областей сопряжения этих поднятий с окраинами окружающих континентов, в пределах которых обычно прослеживаются шовные зоны, имеющие морфологический облик крупных структурных границ. Поэтому Комиссия ООН считает, что для недвусмысленной классификации в контексте Конвенции каждого из глубоководных поднятий дна в Амеразийском суббассейне российская сторона должна представить убедительные (подкрепленные экспериментальными данными) доказательства их континентальной природы и структурной принадлежности поднятий к континентальной окраине северо-восточной Евразии, а также разработать непротиворечивую геодинамическую модель Арктического бассейна, объясняющую полученные выводы.

С целью выполнения рекомендаций Комиссии ООН в 2007 г. в составе экспедиции «Арктика-2007» ВНИИОкеангеология провела морские комплексные геолого-геофизические исследования и аэрогеофизическую съемку на полигоне на хребте Ломоносова и в зоне сочленения хребта с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 1).

Учитывая тяжелые ледовые условия в период проведения работ в районе хребта Ломоносова, морские исследования выполнялись на атомном ледоколе «Россия» Мурманского морского пароходства.

Комплекс геолого-геофизических исследований включал: наледные сейсмические наблюдения ГСЗ (600 км), МПВ вдоль секущего профиля длиной 120 км и сейсмозондирования МОВ; наледные гравиметрические наблюдения; геологические исследования; сейсмоакустическое и телефотопрофилирование; аэрогеофизические (магнитометрические и гравиметрические) наблюдения в полосе геотраверса в масштабе 1:1000 000.

В работе принимали участие сотрудники ФГУП «ВНИИГеофизика» (Центр-Геон), ФГУП ПМГРЭ и других организаций.

1. Методика комплексных геолого-геофизических исследований

Наледные сейсмические и гравиметрические наблюдения

Основной вид исследований – наледные сейсмические наблюдения вдоль опорного профиля – включал глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), зондирования методом преломленных волн (МПВ) и зондирования методом отраженных волн (МОВ). Наледные работы выполнялись авиадесантным способом с использованием двух вертолетов: МИ-8 и КА-32, базировавшихся на атомоходе «Россия».

Выполнено три расстановки ГСЗ, составивших субмеридиональный профиль протяженностью 600 км вдоль хребта Ломоносова и через зону сопряжения хребта с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 2). На каждой из трех расстановок на базе ≈150 км выставлялось 30 регистраторов с шагом 5 км. В качестве источника возбуждения сейсмических волн использовались тротиловые заряды весом от 0.2 до 1.0 тонны. Глубина погружения заряда колебалась от 100 до 80 м в зависимости от величины заряда. Каждая расстановка отрабатывалась из 8 пунктов взрыва через 50 км, 4 из которых в пределах расстановки регистраторов и по 2 выносных; максимальное расстояние взрыв-регистратор – 250 км. Плановая привязка пунктов взрыва и пунктов регистрации выполнялась с помощью спутниковой навигационной системы «НАВСТАР».

В качестве сейсмических регистраторов использовались наледные цифровые сейсмические станции «Дельта-Геон» с интервалом дискретизации записи 7 мс.

Для учета дрейфа льда часть регистраторов «Дельта-Геон» дублировались регистраторами «ГНОМ» (разработка КБ ТЕХМОРГЕО, интервал дискретизации записи 4мс), оснащенными приемоиндикаторами спутниковой навигационной системы «НАВСТАР».

Наблюдения МПВ выполнены на секущем профиле (в пределах первой расстановки ГСЗ), выбранном с учетом прогнозной модели строения зоны сопряжения хребта Ломоносова с прилегающим шельфом. На базе 60 км было выставлено 30 регистраторов с шагом 2 км. Отработано 5 пунктов взрыва с интервалом 30 км: три в пределах расстановки и два выносных, величина заряда 0.2–0.4 тонны; максимальное расстояние взрыв-регистрация – 90 км.

Схема отработки профилей ГСЗ и МПВ представлены на рис. 3.

Наблюдения МОВ выполнялись на каждой точке регистраторов ГСЗ при их снятии. Для возбуждения сейсмических волн использовались заряды из 10 электродетонаторов, которые опускались в трещины или разводья на глубину 8 м.

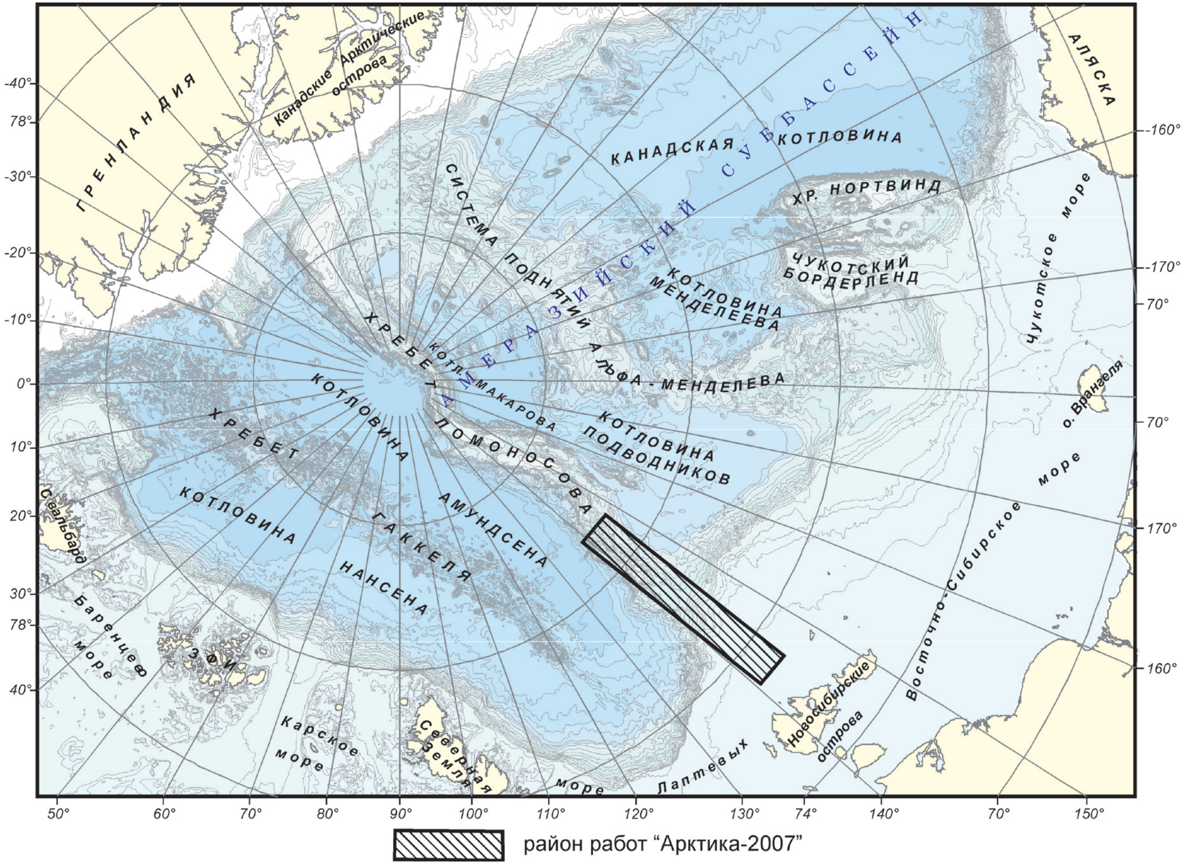


Рис. 1. Район геолого-геофизических исследований в экспедиции «Арктика-2007».

Дополнительно на каждой расстановке регистраторов ГСЗ проводились гравиметрические наблюдения с двумя или тремя приборами.

Для привязки гравиметров в процессе наледной съемки выполнялись маятниковые измерения в районе профиля ГСЗ, а также во всех точках дрейфа ледокола во льдах. Результаты обработки показали, что погрешность измерения средних приращений значений ускорения силы тяжести определены в точках наблюдений не хуже ± (0.6–0.8) мГал.

Геологические опробование

Точки заложения станций донного геологического опробования определялись на основе анализа актуализированной батиметрической карты района работ, а также с учетом результатов сейсмоакустического и теле-фотопрофилирования. Особенный интерес для изучения представляла крупнообломочная часть донных отложений, обнаруженная в разрезах грунтовых колонок и дночерпателей. Как было показано ранее *(Кабаньков и др., 2004)*, происхождение значительной части крупнообломочной фракции, обнаруживаемой в пределах области Центрально-Арктических поднятий, обусловлено размывом местных коренных пород, то есть имеет эдафогенный характер.

Станции располагались как на восточном, так и на западном склоне хребта Ломоносова (рис. 4). Всего было выполнено 35 геологических станций: из них 21 с использованием гидростатической трубки, 16 при помощи коробчатого пробоотборника типа «бокскорер» и 2 станции драгирования. В отличие от отложений континентального склона, геологический разрез осадков склонов хребта Ломоносова более разнообразен. Хотя в большинстве своем осадки представлены алевропелитовой фракцией, в разрезе наблюдается значительная изменчивость текстуры и структуры, цвета и плотности осадка.

Для идентификации выходов коренных пород на склонах хребта Ломоносова использовался буксируемый подводный телевизионный аппарат БПТА-3000, обеспечивающий фототелевизионную съемку морского дна. Оптимальное расстояние теле- и фотокамер до поверхности дна составляет 1–3 метра, при этом площадь покрытия поверхности дна (площадь видеокадра) составляет 3–10 кв.м.

Для плановой привязки наледных и морских работ в экспедиции «Арктика-2007» использовалась стационарная спутниковая аппаратура PRO XR (фирма Trimble) на борту исследовательского судна, спутниковая аппаратура GeoExplorer3 (фирма Trimble) на съемочных вертолетах и навигационно-гидрографический пакет программ, разработанный во ВНИИОкеангеология, а также пакет программ электронной картографической информационной системы dKartNavigator.

Точность определения координат точек авиадесантных наблюдений составила 30 м, точность определения расстояний «пункт взрыва – пункт приема» по ортодромии с учетом дрейфа льда – 50 м, а точность промера дна – 1% от глубины.

Аэрогеофизические исследования

Ведущим методом аэрогеофизических исследований 2007 г. масштаба 1:1 000 000 являлась аэромагнитная съемка. Измерения проводились на самолете ИЛ-18Д, дооборудованном шестиметровым хвостовым коком, в котором были размещены датчики магнитометрической системы. Гравимет-

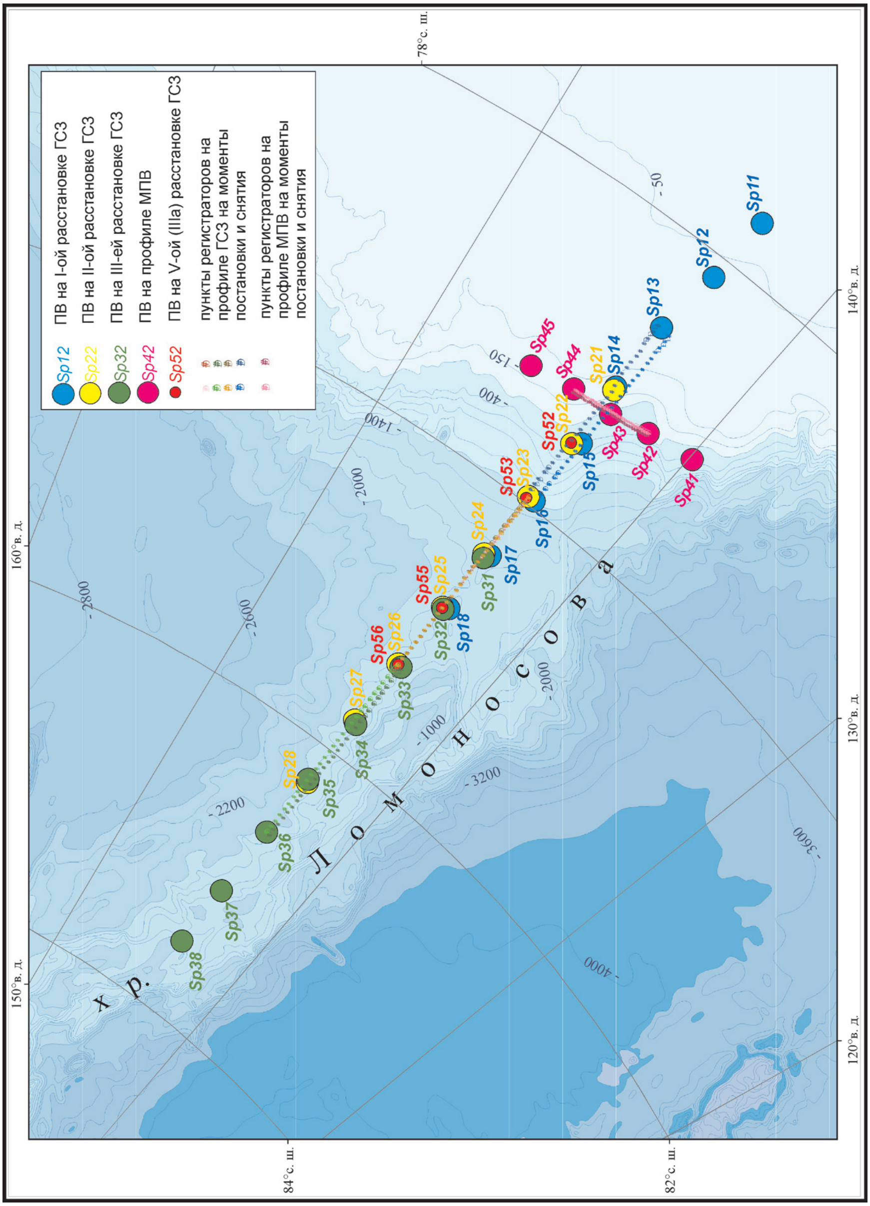


Рис. 2 Район геолого-геофизических исследований в экспедиции «Арктика-2007».

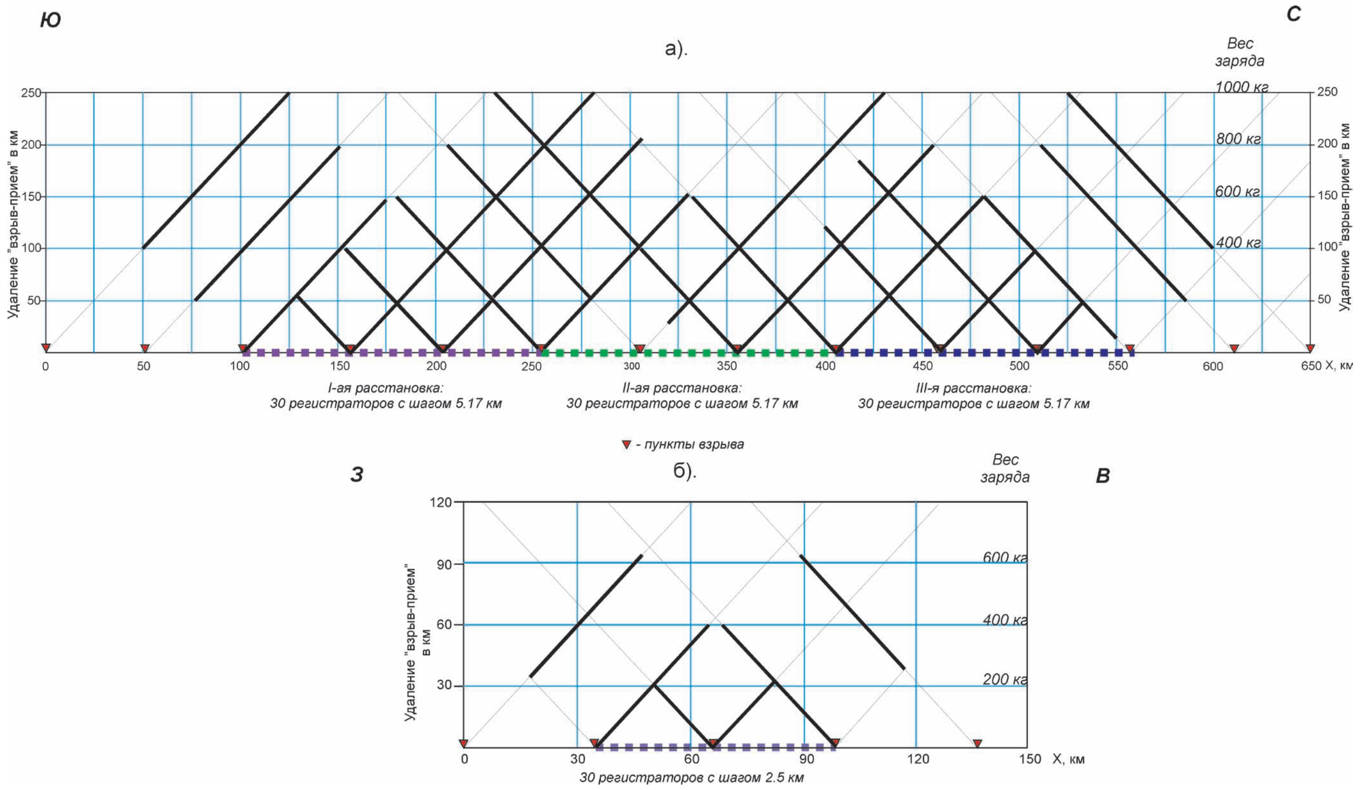


Рис. 3. Схемы выполненных наблюдений на профилях ГСЗ (а) и МПВ (б) в экспедиции «Арктика-2007».

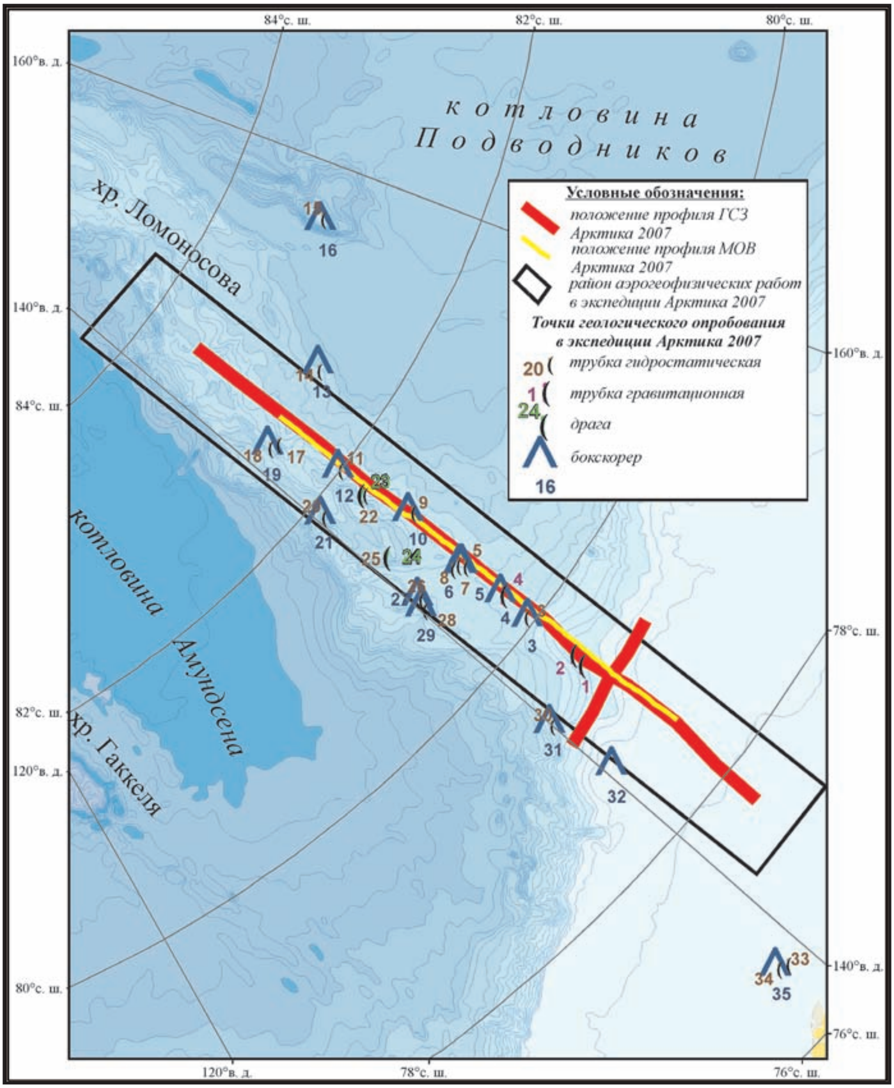


Рис. 4. Расположение станций донного пробоотбора в экспедиции «Арктика-2007».

рические наблюдения проводились попутно и в методическом отношении были подчиненным аэромагнитной съемке.

Плановая привязка аэрогеофизических работы обеспечивались системой спутникового глобального позиционирования (GPS) Navstar и Glonass и соответствующим программным обеспечением. СКП привязки по высоте по всем вылетам не превысила ±2 м.

Аэрогеофизические наблюдения проводились по прямолинейным профилям субмеридионального простирания, удаленным друг от друга на 10 км (рис. 5). Секущие маршруты располагались ортогонально рядовым.

Аэромагнитная съемка выполнялась комплектом аппаратуры, включающим магнитометр МЧБ-1 и измеритель ИМ-4 и преобразователь частота-код (ПЧК). Использовались две регистрационные системы на случай возможного сбоя в работе. Датчики МЧБ-1 располагались в хвостовом коке самолета ИЛ-18Д.

Измерения в воздухе сопровождались синхронными магнитовариационными наблюдениями на трех МВС, расположенных на окраине г. Тикси.

Аэрогравиметрическая съемка выполнялась с гравиметром «Чекан – АМ» на инерциальной платформе маятникового типа. Этот гравиметр разработан и изготовлен ФГУП ЦНИИ «Электроприбор». Необходимые поправки: Этвеша, за вертикальные ускорения и высоту полёта – вычислялись по данным спутниковой навигации.

2. Методика обработки и интерпретации геофизических данных

Сейсмические данные МОВ, ГСЗ и МПВ

Обработка данных МОВ, ГСЗ и МПВ, включая визуализацию и корреляцию волн, выполнена системой ProMAX 2D, версия 1998.1.

По результатам обработки данных МОВ, представляющих собой точечные зондирования (6-каналов на короткой базе) через 5–6 км по профилю ГСЗ, был получен временной разрез осадочного чехла по профилю длиной ~450 км. Вследствие значительных интервалов между точечными зондированиями, коэффициент фазовой корреляции отраженных волн на разрезе МОВ является относительно низким. В связи с этим, при интерпретации отражающих горизонтов использовался принцип групповой корреляции, который основан на выделении волновых пакетов с повышенной интенсивностью. В результате, в разрезе осадочного чехла было выделено региональное несогласие, подстилающее нелитифицированные отложения. Акустический фундамент выделить не удалось из-за высокого уровня кратных волн.

В итоге данные МОВ позволили описать рельеф дна вдоль линии профиля и включить выделенную границу в модель коры по профилю ГСЗ для последующей кинематической интерпретации.

Скоростной анализ полученных данных ГСЗ проводился путем редуцирования записей: тестировались скорости рефрагированных волн редукции от поверхности акустического фундамента (4.2 км/с) до 8.0 км/с от поверхности мантии.

Кроме первых волн, анализировалось волновое поле последующих вступлений. Осадочная толща наиболее детально изучена на профиле МПВ.

На сейсмической записи в осадочной толще выделяются три комплекса с

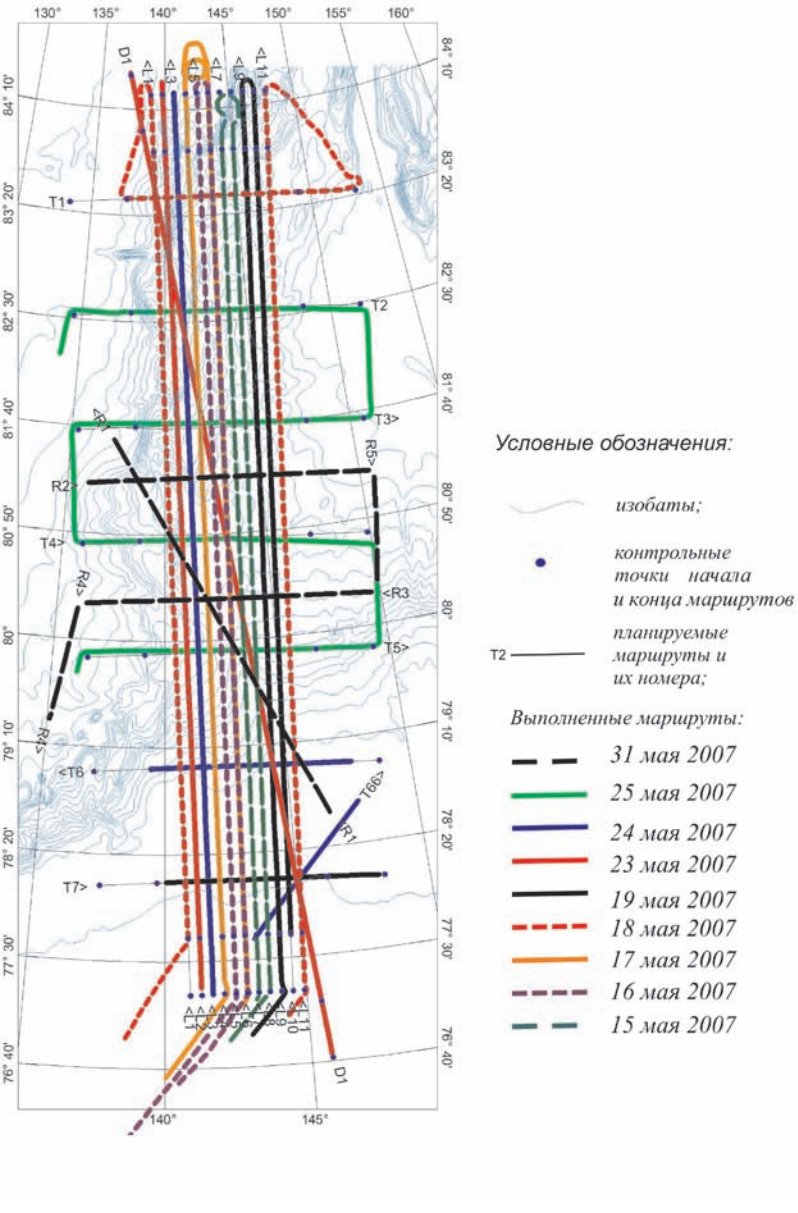


Рис. 5. Схема маршрутов аэрогеофизической съемки «Арктика-2007».

кажущимися скоростями (сверху – вниз): 2.0-2.5 км/с (верхний осадочный комплекс), 3.2-3.5 км/с (средний осадочный комплекс) и 4.0-4.4 км/с – нижний.

Методом лучевой сейсмической томографии XTomo 1.0 по данным ГСЗ и МПВ были получены модели (разрезы) распределения скоростей в среде в виде скоростной матрицы. Геометрия скоростной модели корректировалась путем решения прямой задачи при условии получения минимальных расхождений между вычисленными и экспериментальными годографами.

Система сейсмической томографии XTomo 1.0, разработанная в 2003г. *(www.xgeo.ru)*, позволяет кинематически моделировать распространение рефрагированных, головных и отраженных волн в слоистой среде, а также находить геометрию модели и оптимальное распределение скорости посредством томографической инверсии.

Подбор слоисто-слабоградиентного разреза в качестве начальной модели земной коры осуществлялся с помощью модуля решения прямых задач системы XTomo. Далее, скорректированная скоростная модель использовалась при решении обратной задачи (собственно томографическое решение).

В результате была подобрана слоисто-градиентная модель со следующими скоростными параметрами: 2.0-2.4 км/с и 3.0-3.5 км/с в верхнем и среднем слоях осадочных отложений соответственно; 4.2-4.4 км/с в комплексе консолидированных осадков (акустического фундамента или нижнего/промежуточного комплекса осадочной толщи); 6.0-6.2 км/с в верхнем слое кристаллической коры; 6.8-7.1 км/с в нижнем слое кристаллической коры; 7.9-8.1 км/с в верхней мантии.

Скоростные модели земной коры, вычисленные из томографической модели по профилям МПВ и ГСЗ, показаны на рис. 6 и представлены полем скоростных изолиний со значениями вычисленных скоростей в узлах решетки.

Анализ сейсмической 2D модели вдоль профиля ГСЗ (рис. 6А) позволяет сделать следующие выводы:

Граничная скорость по поверхности верхней мантии в пересеченной лучами мантийных рефракторов области изменяется в пределах 7.9-8.2 км/с.

Южная часть профиля пересекла периферию шельфовой области. Мощность осадков (скорости 1.8-4.7 км/с) в пересеченной профилем части шельфа изменяется в северном направлении от 12 км до 10 км, а общая мощность коры составляет 26– 28 км, при этом мощность верхнего кристаллического слоя коры (скорости 6.0-6.2 км/с) редуцирована до 2 – 3 км, в то время как нижний слой кристаллической коры имеет мощность 10-12 км.

Остальная (средняя и северная) часть профиля, выйдя за пределы зоны сочленения хребта Ломоносова с шельфом, прошла вдоль глубоководного гребня хребта. Мощность осадочных отложений (скорости 1.7-4.7 км/с) здесь практически постоянна и составляет от 3 до 5 км; общая мощность коры ундулирует в пределах 20-25 км при вариациях мощности верхней коры от 6 до 12 км (скорости 6.0-6.2 км/с) и нижней – от 2 до 9 км (скорости 6.8-6.9 км/с).

Таким образом, по результатам кинематической интерпретации данных ГСЗ зона сочленения хребта Ломоносова с шельфом характеризуется типично континентальным строением земной коры. При этом верхний слой кристаллической коры (скорости 6.0-6.2 км/с) прослеживается через зону сочленения без разрывов, а его мощность разрастается местами до 12 км за пределами зоны сочленения – в глубоководной части хребта Ломоносова.

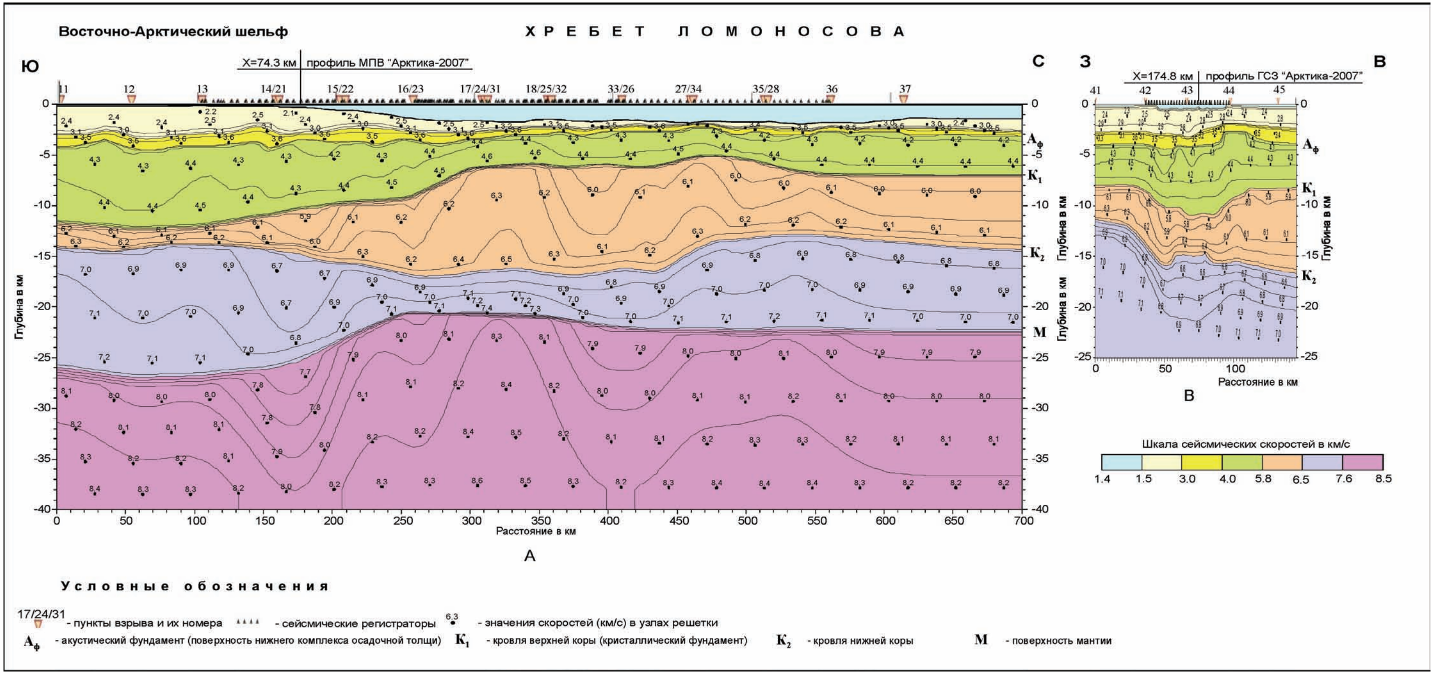


Рис. 6. Скоростные модели земной коры по профилям ГСЗ (А) и МПВ (В).

Анализ сейсмической 2D модели по секущему профилю МПВ позволил выявить структуру осадочного слоя и верхнего кристаллического слоя коры на прилегающем шельфе (рис. 6В):

Слой осадков с общей максимальной мощностью до 6.5 км подразделяется на три комплекса со следующими интервальными скоростями (сверху – вниз): 2.1-2.5 км/с (рыхлые осадки); 2.7-3.5 км/с (литифицированные осадки); 4.1-4.5 км/с (консолидированные осадки или акустический/промежуточный фундамент); при этом на нижний комплекс приходится более половины мощности осадочного слоя. Граничная скорость по поверхности нижней коры в пересеченной лучами области изменяется в пределах 6.5-6.8 км/с. Верхний слой кристаллической коры, разрастаясь до максимальной мощности в 10 км, характеризуется скоростями в диапазоне 6.0-6.2 км/с.

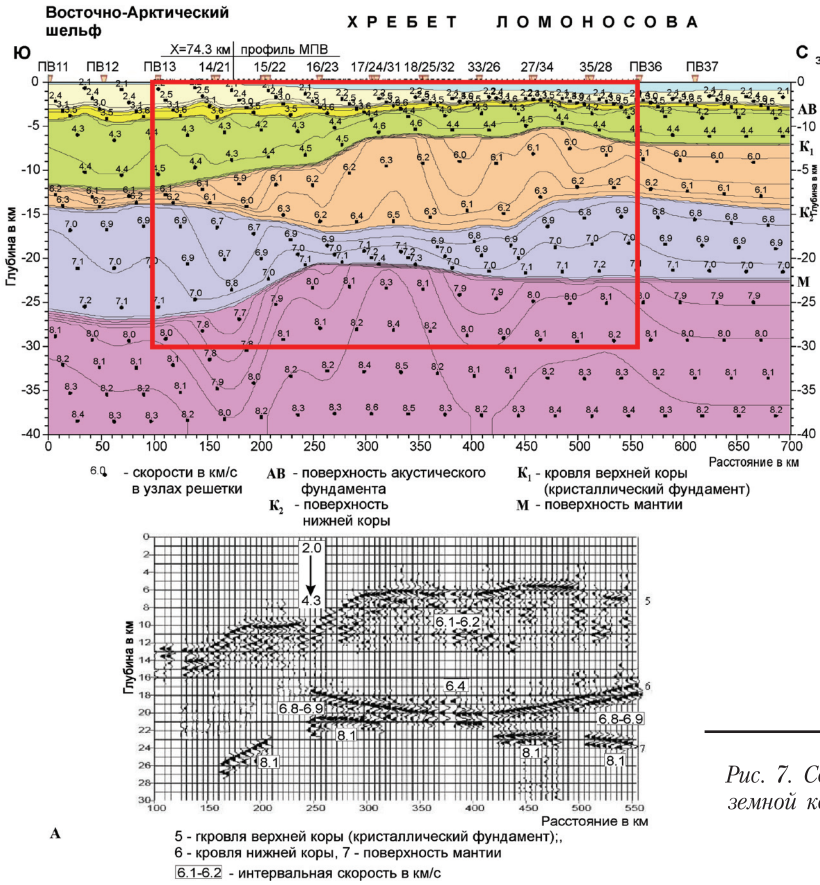
Дополнительно по профилям ГСЗ, МПВ была выполнена альтернативная обработка по программе SeisWide и построены глубинные мигрированные сейсмические разрезы.

В основу обработки сейсмических записей был положен принцип построения модели скоростного разреза на основе интерактивного сопоставления осей синфазности на зарегистрированных сейсмических записях с теоретическими годографами, построенными для данного скоростного разреза. При сопоставлении учитывалось не только временное расхождение зарегистрированной оси синфазности с теоретическим годографом (что, несомненно, является основным критерием), но и общий характер наблюдаемой волновой картины. В качестве исходной модели была взята слоисто-градиентная скоростная модель, полученная томографическим методом.

Основные сейсмические горизонты, приуроченные к верхней и нижней коре, прослеживаются на большей части профиля ГСЗ. На профиле МПВ, из-за ограниченной длины профиля и недостаточного удаления выносных пунктов взрыва, сейсмическая граница, соответствующая кровле нижней коры, прослеживается только в средней части профиля. Наблюдения МПВ и ГСЗ позволили достичь наибольшей кратности перекрытия (до 3) и максимальной непрерывности прослеживания двух границ – кровли верхней коры и поверхности нижней коры. Граница Мохо построена не на всех интервалах профиля ГСЗ.

Полученные по SeisWide скоростные модели использовались для построения мигрированных глубинных сейсмических разрезов. В процессе построения мигрированного разреза производилось суммирование записей на перекрывающихся участках записей.

На рис. 7 показано сопоставление альтернативных моделей земной коры по профилям ГСЗ и МПВ – результатов решения двух главных задач сейсморазведки – обратной (томография) и прямой (SeisWide). Сопоставление глубинных мигрированных разрезов с соответствующими частями скоростных моделей показывает их уверенную сходимость, что усиливает достоверность результатов примененных альтернативных методов кинематической интерпретации сейсмических данных. Главным кажущимся отличием альтернативных моделей является мощность нижней коры в центральной части профиля ГСЗ – на глубинном мигрированном разрезе она относительно утонена (рис. 7А). Но это отличие является действительно кажущимся, если учесть, что на скоростной томографической модели нижняя кора в центральной части профиля ГСЗ представлена градиентной зоной скоростных изолиний и ее толщина отображается с точностью выбранного диапазона раскраски слоев коры.



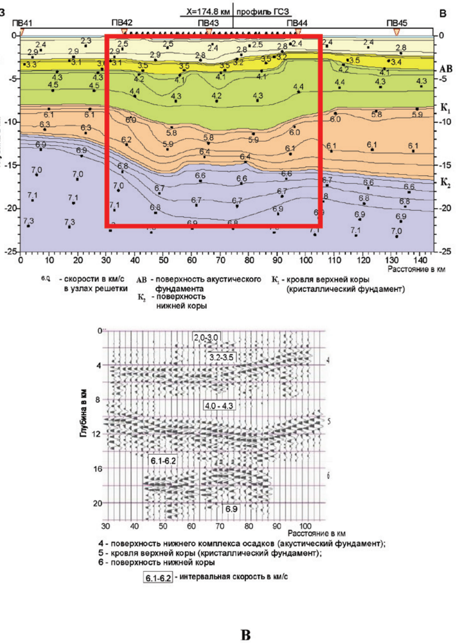


Рис. 7. Сопоставление альтернативных моделей земной коры по профилям ГСЗ (А) и МПВ (В)

Полученные модели земной коры характеризуются одной общей особенностью – существенным утонением верхней коры в южном направлении – при выходе разреза с хребта Ломоносова через континентальный склон на внутренний шельф. На рис. 8 показаны сейсмические записи, подтверждающие эту особенность модели изменениями в волновом поле.

Аэрогеофизические данные

При аэромагнитной сьемке на самолете ИЛ-18Д диапазон изменения девиационной помехи при измерениях не превышал 10 нТл. Учет девиации заключался во введении соответствующих поправок в каждый из съемочных маршрутов.

Нормальное магнитное поле Земли рассчитывалось по международной модели IGRF с коэффициентами для мая 2007 года и высоты полета 600 м.

В связи с большой удаленностью района работ от МВС (около 900 км) учет вариаций прямым способом не проводился. Вариации учитывались косвенным способом на этапе увязки.

Увязка аэромагнитной съёмки и косвенный способ учета вариаций в районе хребта Ломоносова проводились после учета девиации и разновысотности наблюдений.

После увязки маршрутов и учета поправок за вертикальный градиент средняя квадратичная погрешность съемки составила ±2.25нТл

Далее новая профильная аэромагнитная информация была увязана со старыми магнитометрическими материалами, накопленными в базе данных ВНИИОкеангеология. При этом взаимоувязанные профильные данные были пересчитаны в равномерную матрицу значений АМП (грид) с размерами ячейки 2,5×2,5 км по методу минимума кривизны поверхности *(Smith, 1990)*. Именно этот грид и послужил основой для построения карты магнитных аномалий в области исследований 2007 г., а также карты АМП всего исследуемого региона, охватывающего зоны сочленения основных поднятий Амеразийского суббассейна с континентальным шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 9).

Средняя квадратичная погрешность сводной карты графиков АМП в районе съемки 2007г. с учетом результатов предшествующих исследований составила ±4,6 нТл.

Интенсивность АМП на хребте Ломоносова в целом понижена. Генеральное простирание магнитных аномалий в целом подчиняется простиранию хребта, но упорядоченности поля не наблюдается. Амплитуда, ширина, а также градиенты аномалий существенно меняются как вкрест, так и вдоль поднятия. Структура магнитного поля в зоне сочленения хребта Ломоносова с прилегающим шельфом контролируется геодинамической обстановкой на его флангах. Со стороны котловины Амундсена наблюдаются высокоинтенсивные аномалии, типичные для участков пассивных окраин, где установлены проявления вулканизма. С противоположного фланга, граничащего с котловиной Подводников, а также с континентальным шельфом Восточно-Сибирского моря, наблюдается низкоамплитудное слабоградиентное поле без резких изменений структуры аномалий, что свойственно, в частности, внутриплатформенным осадочным бассейнам.

Средняя квадратичная погрешность аэрогравиметрической съемки после введения всех поправок и увязки маршрутов составила ±1.5 мГал.

Измеренное поле оказалось весьма изрезанным. Средний градиент поля составляет ≈0.7 мГал/км при максимальных значениях до 4мГал/км. Сравнение полученного поля с гридом аномалий силы тяжести, созданным в рамках международного Арктического гравиметрического проекта АркГП *(http:/earth-infonima.mil/GrandG/wgs84/agp/index.html)* показало его большую детальность и лучшую корреляцию с рельефом.

Результаты сопоставления показали высокую эффективность современных аэрогравиметрических исследований и позволили использовать обновленную модель поля силы тяжести в качестве наиболее достоверной информации при интерпретации.

Карта аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе на всю площадь исследований, представленная на рис. 10, позволила выявить главные особенности гравитационного поля исследуемого региона, провести его районирование, а также уточнить конфигурацию отдельных аномалий и геоструктур. В частности, уточнена конфигурация краевой гравитационной аномалии, отделяющей глубоководную часть арктической акватории от шельфов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Уточнены границы хребта Ломоносова – на новой карте он выражен отчетливой линейной морфоструктурой. При подходе к шельфу моря Лаптевых хребет распадается на два отрога. От котловин Амундсена и Подводников он отделен системой отрицательных линейных аномалий, которые, в соответствии с сейсмическими данными, связаны с прогибами.

На картах аномалий Буге, рассчитанных посредством 3-D гравитационного моделирования, хребет Ломоносова характеризуется пониженной интенсивностью по сравнению с прилегающими абиссальными котловинами. Наиболее контрастно в аномалиях Буге отмечаются границы блоков разного тектонического происхождения.

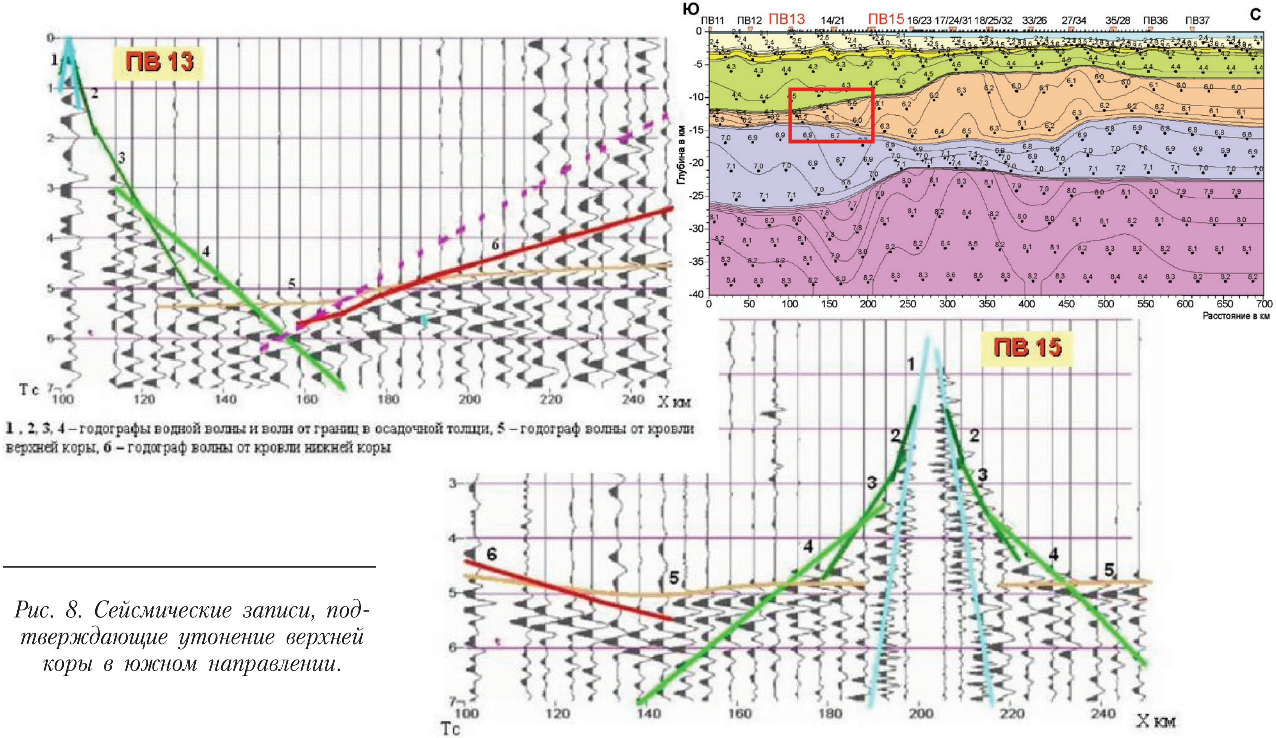
По результатам аэрогеофизических съемок 2007 года с привлечением данных по прилегающим акваториям Евразийского и Амеразийского суббассейнов были составлены схемы районирования и выполнено гравитационное моделирование вдоль осевой зоны площади аэрогеофизических исследований с опорой на сейсмические наблюдения МОВ и ГСЗ.

Плотности выделенных на сейсмическом разрезе слоев земной коры были определены по их скоростным характеристикам согласно эмпирической зависимости скорость-плотность *(Красовский 1981; Nafe, Drake, 1967)*.

Моделирование проводилось по аномалиям поля силы тяжести, составленным из двух наборов данных – наледные гравиметрические измерения и результаты аэрогравиметрических исследований.

Положение глубинных сейсмических границ М и К1, определенных наиболее надежно методом ГСЗ, в плотностной модели осталось неизменным. В соответствии с коротковолновыми особенностями поля силы тяжести были выделены некоторые воздымания и опускания в рельефе акустического фундамента, не противоречащие сейсмическим данным.

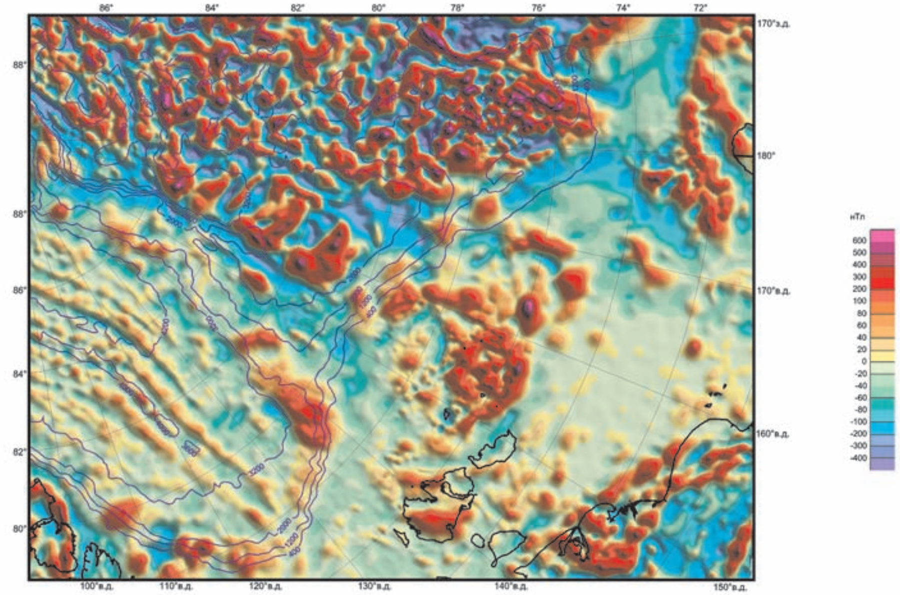
В слое верхней части консолидированной коры хребта Ломоносова по гравиметрическим данным выделены два блока, имеющие различные плотностные свойства в пределах геометрии сейсмических границ. Границы блоков соответствуют пикетам 310–350 км и 420–470 км. Соответствие модельной и наблюденной аномалий было достигнуто за счет незначительного уменьшения плотности земной коры в выделенных блоках до 2.74 г/ см^3 (рис. 11).



1, 2, 3, 4 – годографы водной волны и волн от границ в осадочной толщи, **5** – годограф волны от кровли верхней коры, **6** – годограф волны от кровли нижней коры

1, 2, 3, 4 – годографы водной волны и волн от границ в осадочной толщи, **5** – годограф волны от кровли верхней коры, **6** – годограф волны от кровли нижней коры

Рис. 8. Сейсмические записи, подтверждающие утонение верхней коры в южном направлении.



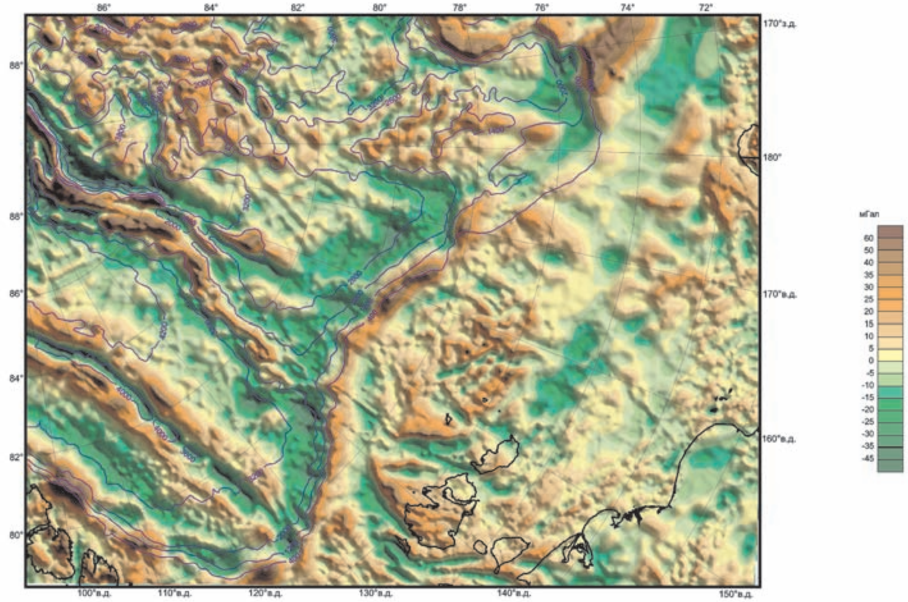


Рис. 9(вверху). Фрагмент сводной карты аномального магнитного поля Северного Ледовитого океана в области его сочленения с шельфом Восточно-Арктических морей.

Рис. 10(внизу). Фрагмент сводной карты аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе Северного Ледовитого океана в области его сочленения с шельфом Восточно-Арктических морей.

Помимо этого в области, соответствующей зоне перехода континент – океан, а также хребту Ломоносова, плотность мантии понижена до 3.26 г/см^3, по сравнению с континентальным шельфом (ПК 0-230 км). В сейсмической модели эта область характеризуется пониженными скоростными характеристиками мантии (до 7.8 км/с).

При составлении геофизической модели по профилю «Арктика-2007» дополнительно привлекались аэромагнитные данные, по которым вычислялось положение верхних кромок магнитоактивных источников (рис. 11).

Практически все верхние кромки магнитоактивных источников расположены в толще консолидированных осадков или вблизи ее кровли.

В целом, подобранная сейсмоплотностная модель не противоречит сейсмическим данным, подтверждая геометрию сейсмических границ, определенных по результатам интерпретации данных ГСЗ и МОВ.

3. Глубинная геолого-геофизическая модель земной коры хребта Ломоносова и зоны его сочленения с шельфом морей Лаптевых и Восточно-Сибирского

Зона сочленения хребта Ломоносова с Лаптевоморско – Восточно-Сибирским шельфом в рамках исследуемой площади включает в себя: шельф, южную часть хребта Ломоносова и примыкающие к нему части днищ котловины Амундсена и впадины Подводников.

Шельф отделен от глубоководного бассейна бровкой, ниже которой развит континентальный склон, представленный сочетанием поверхностей разной крутизны, которые сильно расчленены сетью подводных каньонов. Континентальный склон к западу и к востоку от хребта Ломоносова имеет существенные отличия. На западном борту хребта континентальный склон имеет максимальную на рассматриваемой площади крутизну (высота свыше 3 500 м), распространяется до абиссальных глубин и имеет плавный переход к абиссали котловины Амундсена. Континентальный склон восточного борта характеризуется меньшей крутизной (высота около 2500 м) и более резким характером границы между склоном и днищем впадины Подводников.

Изучение вещественного состава донных отложений южной части хребта Ломоносова базируется на данных лабораторного изучения грунтовых колонок, полученных в рейсе АЛ «Россия» в 2007 г.

Осадки, слагающие дно в пределах описываемого района, принадлежат единой толще рыхлых отложений, мощностью не менее 60-70 м, характеризующейся по данным сейсмоакустических исследований, однородной волновой картиной. Весь сейсмоакустический разрез представлен параллельно-слоистой акустической толщей без видимых несогласий и нарушений, что позволяет достаточно уверенно предположить непрерывный характер осадконакопления.

Верхняя часть толщи, вскрытая грунтовыми трубками, представлена преимущественно алевро-пелитами, в минералогическом отношении сложенными обломками кварца, полевых шпатов, слюд, сильно измененных неопределимых минералов. Тяжелая фракция на 40-50% представлена роговой обманкой и минералами группы эпидота-цоизита; разнообразные акцессории составляют доли или единицы процента.

В составе донно-каменного материала можно выделить две группы образований. Своеобразный «региональный» фон составляют продукты ледового разноса – гравийно-галечный материал средней и хорошей окатанности, часто со следами нахождения в прибойной зоне, представленный темноцветными однородными алевролитами, аргиллитами и песчаниками.

Одновременно в разрезах грунтовых трубок и дночерпателей почти постоянно присутствуют остроугольные обломки пород и минералов, имеющие, по *(Кабаньков и др., 2004; 2008)*, эдафогенное происхождение. Количество обломков достигает 100–150 и более на пробоотборник; их преобладающий размер – щебнисто-дресвяный и псефито-псаммитовый.

Петрографическое изучение поднятых обломков позволило сгруппировать их в пять самостоятельных комплексов пород:

– гнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды, кварциты, филлиты, аналогичные комплексам докембрийского кристаллического фундамента;

– кварцевые песчаники и алевролиты, отвечающие осадочным породам зрелой платформы. По данным U-Pb локального анализа детритных цирконов, выделенных из кварцевого алевролита, поднятого на станции АЛР-18С, возраст исходных пород не моложе 1000 млн. лет. Судя по резко преобладающим среди цирконов зерен с возрастом в интервале 1.7–1.9 млрд. лет, можно предположить, что породы рассматриваемого комплекса образовались в основном за счет размыва карельского кристаллического фундамента. По литолого-петрографическим характеристикам породы аналогичны кварцевым песчаникам, драгированным в южной части поднятия Менделеева и относимым к рифею *(Кабаньков, Андреева, 2008)*;

– карбонатные породы мелководного и лагунного происхождения, которые вместе с породами второго комплекса сопоставляются с рифейско-палеозойскими отложениями поднятия Альфа-Менделеева, составляющими нижний этаж чехла Гиперборейской платформы *(Кабаньков, Андреева, 2006)*;

– аргиллиты специфического формационного состава. Судя по палеонтологическим остаткам, выделенным из обломков аргиллитов (фрагменты древесины хвойных позднепалеозойского возраста, органические остатки, похожие на водоросли типа Tasmanites(?), спикулы губок, сходные с обнаруженными в пермо-триасовых и пермских отложениях Баренцевоморского шельфа; заключение Л.А. Фефиловой) они связаны с размывом континентальных и морских терригенных отложений позднепалеозойского-мезозойского возраста. Часть образцов обнаруживает сходство с юрско-меловыми отложениями приполюсной части хребта Ломоносова, описанными А. Гранцем (Grantz et al., 2001);

– базальты, в том числе и оливиновые разности не установленного стратиграфического положения. Судя по свежести образцов, эффузивы могут принадлежать одному из завершающих этапов позднемелового-кайнозойского магматического цикла.

Таким образом, есть основание предполагать наличие в разрезе хребта Ломоносова древнего (карельско-гренвильского?) кристаллического фундамента и двух комплексов платформенного чехла: рифейско-палеозойского

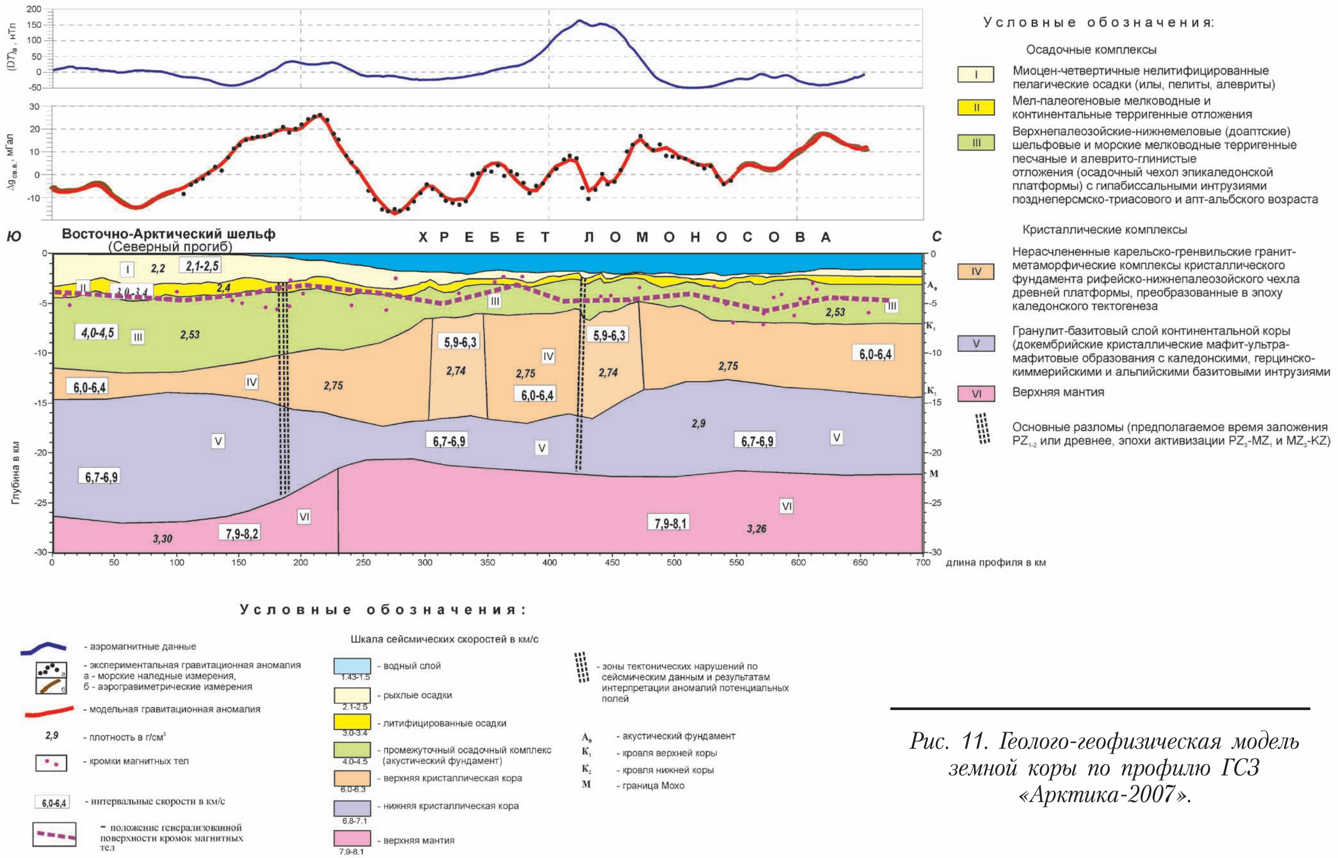


Рис. 11. Геолого-геофизическая модель земной коры по профилю ГСЗ «Арктика-2007».

и верхнепалеозойско-мезозойского. Эксгумация глубоких горизонтов на поверхность могла осуществляться по зонам глубинных разломов (которые фиксируются по геофизическим данным) при высокоамплитудных блоковых подвижках.

Профиль «Арктика-2007» приурочен к двум главным тектоническим структурам: он следует вдоль осевой зоны южной части поднятия Ломоносова, а далее к югу пересекает северное крыло крупного окраинно-шельфового прогиба, который мы именуем Северным.

Сейсмостратиграфия осадочного чехла Евразийского и Амеразийского суббасейнов, залегающего выше поверхности акустического фундамента, достаточно полно охарактеризована в работах В.В. Буценко, В.А. Поселова, Б.И. Кима *(Буценко, 2006; Поселов, 2002; Буценко, Поселов, 2004; Ким, 2003 и др.)*. В осадочном чехле выделяются 2 структурных этажа, разделенных поверхностью позднеолигоценового регионального несогласия. Отложения верхнего структурного этажа представлены нелитифицированными пелагическими осадками (илами, пелитами, алевритами) миоцен-четвертичного возраста, сформировавшимися после неотектонического погружения внутренних областей СЛО. На профиле «Арктика-2007» с этими осадками мы сопоставляем I-ый скоростной комплекс осадков со скоростями 2.1–2.5 км/с и плотностью около 2.2 г/см^3 (рис. 6, 11). Мощность этого комплекса в шельфовой части профиля составляет около 3.0-3.3 км, далее на север она постепенно уменьшается сначала до 1.5-2.0 км, а в 350-400 км от начала профиля составляет всего 0.3-0.5 км, возрастая до 0.6-0.7 км лишь в самом конце профиля.

Такое существенное уменьшение мощности миоцен-четвертичных осадков во внутренней части океана связано, очевидно, с постепенным сокращением поступления обломочного материала по мере удаления от источника сноса – обрамляющей СЛО суши и окраинно-шельфовых поднятий.

II-ой скоростной комплекс литифицированных осадков со скоростями 3.0-3.4 км/с и средней плотностью 2.4 г/см^3 отождествляется нами с образованиями нижнего структурного этажа осадочного чехла Северного Ледовитого океана. На основании сопоставлений с сопредельными островными поднятиями и шельфовыми структурами (в частности, с шельфовым бассейном моря Лаптевых, который обнаруживает большое сходство с поднятием Ломоносова по общей мощности континентальной коры и по степени деструктивных преобразований) возраст II-го сейсмостратиграфического комплекса принимается как нижний мел (апт-альб) – палеоген.

Обнажающиеся на Новосибирских островах фрагменты разрезов мел-палеогеновых отложений представлены континентальными (аллювиальными, делювиальными, озерно-аллювиальными) и прибрежно-морскими глинами, алевритами, песчаниками с прослоями бурых углей. Очевидно и на профиле «Арктика-2007» мел-палеогеновый комплекс имеет сходный литологический и фациальный состав, что подтверждается результатами сейсмофациального анализа.

Мощность рассматриваемого комплекса в целом небольшая и варьирует от 1.0-1.5 км в окраинно-шельфовом прогибе до 0.7-1.0 км в пределах южной части хребта Ломоносова. Это объясняется тем, что профиль следует по осевой части поднятия с сокращенной мощностью чехла. Кроме того, по данным МОВ ОГТ, окраинно-шельфовый прогиб при пересечении с хребтом Ломоносова испытывает поперечный перегиб с существенным уменьшением мощности мел-палеогеновых отложений. Восточнее, в окраинно-шельфовом прогибе Вилькицкого, мощность этих отложений составляет 7-8 км.

Породы III-го скоростного комплекса с V = 4.0-4.5 км/с и средней плотностью 2.53г/см^3 представляют собой промежуточный осадочный терригенный чехол, залегающий на консолидированной коре. Мощность его подвержена значительным колебаниям, наибольших значений (6–8 км) она достигает в окраинно-шельфовом прогибе. На отрезке профиля 300-500 км мощность комплекса уменьшается до 1.5 – 2.5-3.0 км, а затем вновь возрастает до 3.5-4.0 км. К рассматриваемому комплексу приурочена большая часть выделенных на профиле кромок магнитных тел. Возрастной диапазон его формирования определяется как палеозой – нижний мел. Такая интерпретация основывается на материалах сейсмических исследований на Восточно-Арктическом шельфе, прежде всего на шельфе моря Лаптевых *(Franke et al., 2001; Виноградов и др. 2004; Ким и др. 2007)* и на данных глубоководного бурения ACEX-2004.

Предположение о возможном присутствии в рассматриваемом комплексе пермо-триасовых магматических образований основывается на прослеживании в южную часть хребта Ломоносова зоны глубинных разломов СВ-простирания, являющихся продолжением магмоактивных пермо-триасовых разломов в фундаменте мезозойского рифтогенного Енисей-Хатангского прогиба *(Пискарев, 2004; Косько, 2006)*.

Нижележащий комплекс IV со скоростями 5.9-6.0 – 6.3-6.4 км/с характеризуется значительными вариациями мощности – от 2.5-3 км в осевой части окраинно-шельфового прогиба до 10-11 км в центральной части профиля (интервал 250–530 км) и 6-7.5 км в его северной части. Внутреннее строение комплекса также неоднородно: наряду с преобладающей для него плотностью 2.75 г/см^3 в нем выделяются менее плотные (2.74г/см^3) блоки. Они приурочены к зоне максимальных мощностей рассматриваемого комплекса. Здесь же отмечается неровный, с мелкими изгибами рельеф верхней поверхности комплекса и зона уменьшенных мощностей перекрывающего его нижнего осадочного комплекса.

Диапазон скоростей в рассматриваемом комплексе типичен для верхней коры, выделяемой обычно под названием гранитно-метаморфического слоя, служащего кристаллическим фундаментом осадочного чехла древних платформ.

Однако на профиле «Арктика-2007» образования гранитно-метаморфического фундамента и древнего осадочного чехла не разделяются. Здесь выделяется единый скоростной (плотностной) комплекс консолидированной коры, залегающий между верхнепалеозойско-нижнемеловым осадочным чехлом (комплекс III) и нижней корой (комплекс V) – промежуточный комплекс или комплекс акустического фундамента (комплекс IV).

Следует отметить, что зоны повышенных мощностей рассматриваемого комплекса располагаются на продолжении зон крупных разломов древнего заложения северо-западного и северо-восточного простирания. Разломы северо-западного простирания контролируют расположение крупных окраинно-шельфовых рифтогенных прогибов (Северо-Чукотского, Вилькицкого и др.), выполненных мощными осадочными толщами большого возрастного диапазона. Судя по предполагаемому возрасту нижних сейсмокомплексов в этих прогибах (венд – средний палеозой и верхний палеозой (Виноградов и др., 2005), начальные стадии формирования этих структур и, соответственно, контролирующих их разломов связаны с проявлениями герцинского (раннеэлсмирского), каледонского и, возможно, более древнего рифтогенеза.

Систему разломов СВ- и ВСВ-простирания, прослеживающихся по потенциальным полям от Таймыра и устья Хатангского залива в южную часть хребта Ломоносова, мы связываем с проявлением позднепалеозойской-раннемезозойской активизации. Разломы Таймырской складчатой системы образовались в процессе каменноугольно-триасового тектогенеза, сущность которого Ю.Е. Погребицкий определил как омоложение платформы – преобразование фундамента и чехла древней платформы в складчатое основание молодой платформы *(Погребицкий, 1971)*.

Возможно, эти процессы проявлялись и в пределах хребта Ломоносова и обусловили невозможность расчленения по сейсмическим данным пород кристаллического фундамента и нижних горизонтов платформенного чехла, образующих единый скоростной комплекс. Как было показано выше, присутствие в составе коры хребта Ломоносова образований кристаллического фундамента и древнего платформенного чехла подтверждается результатами донного опробования на профиле «Арктика-2007».

Скоростной комплекс V с интервалом скоростей от 6.7 до 6.9 км/с у границы с мантией и плотностью 2.9 г/см^3 по положению в разрезе и скоростным параметрам уверенно идентифицируется как нижний гранулит-базитовый слой континентальной коры.

На континентах этот слой сложен докембрийскими кристаллическими мафит-ультрамафитовыми породами. На профиле «Арктика-2007» мощность этого слоя подвержена значительным колебаниям, максимальных значений (13 км) она достигает под окраинно-шельфовым прогибом, минимальных (3.5-5 км) – на отрезке 260-430 км, где над ним отмечается резкое сокращение мощности верхней консолидированной коры. Далее мощность коры увеличивается до 8-9 км и сохраняется постоянной до конца профиля. Эта часть профиля характеризуется субгоризонтальными границами скоростных комплексов консолидированной коры и ее выдержанной (20-21 км) мощностью.

Подошва земной коры на профиле «Арктика-2007» прослеживается по сейсмическому горизонту с граничной скоростью 7.9-8.1 км/с (скоростной комплекс верхней мантии).

Раздув мощности нижней коры с одновременным резким сокращением мощности верхней коры и увеличением до 7-8 км мощности нижнего осадочного слоя скорее всего связан с процессами континентального рифтогенеза, причем по-видимому доокеанического, пермо-триасового. С этими же процессами, вероятно связана и несколько уменьшенная (до 25.5-26.5 км) по сравнению со стандартной континентальной общая мощность коры в шельфовой части профиля. Так, в центральной части поднятия Де-Лонга по данным ГСЗ («Трансарктика-89-91») общая мощность коры составляет 38-40 км.

Общая мощность коры на профиле «Арктика-2007» изменяется от 25.5-26.5 км на шельфе и в верхней части материкового склона до 22-20.5 км в глубоководной части профиля. Наиболее значительный подъем поверхности мантии и сокращение общей мощности коры происходит у поднятия материкового склона, примерно в 270 км от начала профиля. Этим собственно и выражается преобразование континентальной коры в данном сечении области Центрально-Арктических поднятий – происходит лишь ее незначительное (не более 20% в целом) утонение при сохранении типичной для континентальной коры вертикальной расслоенности и непрерывном прослеживании всех скоростных комплексов с шельфа в глубоководную часть океана.

На профиле «Арктика-2007» по сейсмическим данным и результатам интерпретации аномальных потенциальных полей выделено 2 зоны крупных тектонических нарушений, которые по всем параметрам должны быть отнесены к категории транскоровых. Одна из них располагается на отрезке 180-200 км от начала профиля и идентифицируется как Хатангско-Ломоносовская зона разломов, прослеживающаяся от устья Хатангского залива в южную часть хребта Ломоносова (рис. 11). Как уже отмечалось, эта зона является продолжением зоны магмоактивных разломов в основании мезозойского Енисей-Хатангского рифтогенного прогиба *(Пискарев, 2004, Косько, 2006)*. На профиле «Арктика-2007» вблизи рассматриваемой зоны отмечается сгущение кромок магнитных тел, связанных, скорее всего, с магматическими образованиями.

Время заложения Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в материковой ее части определяется как нижний палеозой *(Старосельцев, 2007)*. Очевидно, эта зона была активна и в последующие эпохи тектогенеза – герцинско-киммерийскую и альпийскую. На неотектоническом этапе она наследуется флексурно-разломной зоной, ограничивающей погрузившиеся внутренние области Арктического океана.

Другая зона транскоровых тектонических нарушений зафиксирована на отрезке 400-430 км от начала профиля. Как уже отмечалось, время ее заложения определяется как нижний-средний палеозой. Как и выше охарактеризованная зона, она испытывала активизацию в последующие эпохи тектогенеза, а на неотектоническом этапе модифицировалась во флексурно-разломную зону, ограничивающую глубоководную область Центрально-Арктических поднятий.

Таким образом, анализ комплексных геолого-геофизических материалов экспедиции «Арктика-2007» позволяет сделать следующие выводы:

– хребет Ломоносова представляет собой погрузившийся до батиальных глубин в позднеальпийское время блок континентальной коры – блок древней платформы, переработанной в процессе каледонской тектоно-магматической активизации с образованием нерасчленяющегося по сейсмическим данным докембрийско-каледонского фундамента (верхней коры) и эпикаледонского платформенного чехла. До позднего мезозоя этот блок и сопредельные с ними участки Восточно-Арктического шельфа развивались в платформенном режиме. Все выделенные на профиле скоростные (структурно-вещественные) комплексы являются общими для шельфовой и батиальной областей СЛО и без перерывов прослеживаются с шельфа на хребет Ломоносова с сохранением скоростных и плотностных параметров;

– преобразование континентальной коры в пределах хребта Ломоносова выразилось в незначительном уменьшении ее мощности (с 26.5 до 22-20 км), скорее всего в результате растяжения под воздействием поднимающихся мантийных масс. При этом общая вертикальная расслоенность коры и скоростные характеристики слагающих ее комплексов, типичные для коры континентального типа, не претерпели сколь-нибудь существенных изменений.

4. Геодинамическая модель зоны сочленения основных поднятий Амеразийского суббассейна с континентальным шельфом Восточно-Арктических морей

На современном уровне изученности СЛО наши представления о геологической природе и эволюции структур Центрально-Арктической области и их соотношениях со структурами Евразийской континентальной окраины базируются на материалах сейсмических исследований ГСЗ-МПВ (профили «Трансарктика 1989-92», «Арктика-2000» и «Арктика-2005», «Арктика-2007», сопровождавшиеся донным опробованием), МОВ дрейфующих станций СП и высокоширотных экспедиций «Север», а также на интерпретации батиметрической карты СЛО масштаба 1:2500000 и карт аномального магнитного поля (грид 5×5 км) и поля силы тяжести (грид 10×10 км).

Совместный анализ вышеперечисленных геолого-геофизических материалов и многочисленных публикаций по рассматриваемой тематике позволяет реконструировать следующие этапы развития рассматриваемого региона: доокеанический (до средней или поздней юры включительно), раннеокеанический, начавшийся в поздней юре (Канадская котловина) или раннем мелу и продолжавшийся до позднего олигоцена, и собственно океанический (позднеальпийский), продолжающийся до настоящего времени. В соответствии с этим на геодинамической модели показаны структуры и структурно-вещественные комплексы, сформировавшиеся при различных геодинамических режимах (рис. 12).

Доокеанический этап развития региона характеризуется в целом платформенным режимом. На этом этапе развития область Центрально-Арктических поднятий, включающая хребет Ломоносова, котловины Подводников – Макарова, поднятие Альфа-Менделеева, Чукотский свод, хребет Нортвинд, и прилегающая часть Восточно-Арктического шельфа представляла платформенную структуру с докембрийским фундаментом и палеозойско-мезозойским осадочным чехлом.

Впервые древняя платформа, предполагаемая в центре Арктического бассейна, была выделена Н.С. Шатским и названа им Гиперборейской. Позднее эта древняя кратонная область выделялась большинством исследователей *(Пущаровский, 1976; Зоненшайн и др., 1990; Хаин, 2001 и др.)* под различными названиями. Результаты новейших геолого-геофизических исследований подтверждают предположение Н.С. Шатского о существовании в центральной части Арктического бассейна древней Гиперборейской платформы *(Кабаньков и др., 2004)*.

Кратонный литосферный блок достаточно отчетливо выделяется в АМП специфической линейно-мозаичной структурой поля, сходного по частотно-амплитудным характеристикам с АМП древних платформ и щитов *(Поселов и др., 2007)*. Южная граница «платформенного» магнитного поля достаточно «расплывчата» и проводится в значительной мере условно. Сейчас уже ясно, что в современном структурном плане она определяется северной границей области позднемезозойской складчатости, переработавшей некогда гораздо более обширную платформу. Фрагменты платформенных терригенно-карбонатных отложений обнажаются в пределах срединных массивов (о. Котельный) или в ядрах антиклинорных структур (о. Врангеля) мезозоид. Таким образом, в слабо измененном виде фрагменты древней платформы сохранились на поднятии Де-Лонга и Чукотском аваншельфовом выступе.

Фрагментом древней платформы является также Чукотский свод, представляющий относительно неглубоко погруженный аваншельфовый выступ континентальной коры, что признается практически всеми исследователями. Наиболее изученную часть этого поднятия – хребет Нортвинд – можно рассматривать (также как и поднятие Де-Лонга) как геологический репер при определении природы поднятий с корой континентального типа в пределах Амеразийского бассейна.

Как показывают имеющиеся геолого-геофизические материалы *(Grantz et al., 1998; Косько и др., 2002; Кабаньков и др., 2004)*, хребет Нортвинд представляет собой фрагмент древней платформы с докембрийским гранитно-метаморфическим фундаментом и фанерозойским фаунистически охарактеризованным осадочным чехлом (палеозой, триас, юра), подвергшейся альпийскому континентальному рифтогенезу с образованием системы субмеридиональных горстов и грабенов, выполненных мел-палеогеновыми отложениями.

Таким образом, на доокеаническом этапе развития область Центрально-Арктических поднятий и прилегающий к ней Восточно-Арктический шельф были частями единой геологической структуры – древней платформы со стандартной для подобных структур континентальной корой.

Сейчас уже очевидно, что древняя платформа в фанерозое подверглась различным преобразованиям (регмагенезу, тектоно-магматической активизации и др.), проявлявшимся в эпохи глобальной тектонической активности. Следы этих процессов сохранились в виде выраженных в потенциальных полях доокеанических регмагенных зон и отдельных крупных разломов, прослеживающихся из глубоководных областей СЛО на шельфы (рис. 12). Эти зоны и разломы нередко наследуются или «учитываются» альпийскими регмагенными зонами и на значительных отрезках служат границами крупнейших океанических морфоструктур.

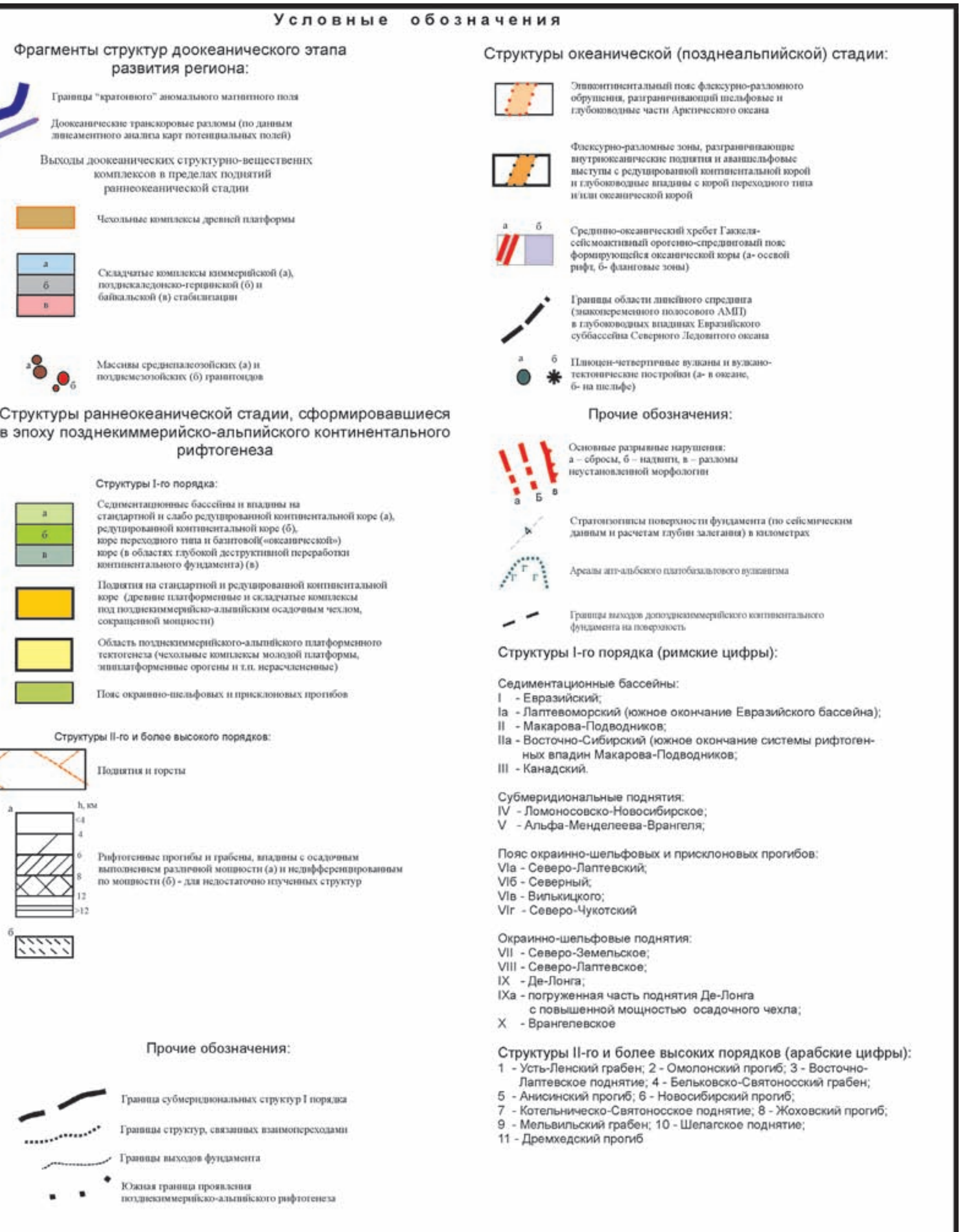
Применительно к рассматриваемому региону можно говорить о проявлении (на доокеаническом этапе) каледонской и герцинско-киммерийской тектоно-магматической активизации.

Каледонская эпоха проявилась в формировании систем разломов и, возможно, складчатых (авлакогенных?) зон северо-западного и субмеридионального простирания, а также в проявлениях ордовикского (440–450 млн. лет) андезит-базальтового магматизма (о. Генриетта) *(Каплан и др., 2001)*.

Разломы СЗ-простирания широко развиты на шельфе, континентальном склоне и в приазиатской части хр. Ломоносова. Закартированные на о. Котельном крупные разломы СЗ-простирания следуют структурно-фациальной зональности развитых здесь палеозойских платформенных отложений и являются конседиментационными *(Косько, 1977)*. Субмеридиональные разломы и гребневидные антиклинали о. Генриетты также совпадают с конседиментационной тектонической зональностью, выраженной оползневыми структурами *(Виноградов и др., 1975)*. В монографии по Новосибирским островам в пределах поднятия Де-Лонга выделен субмеридиональный Генриетский авлакоген *(Дорофеев и др., 1999)*, выполненный палеозойскими вулканогенно-терригенными отложениями.

Проявлением позднепалеозойской-раннемезозойской активизации является система разломов СВ- и ВСВ-простирания, прослеживающихся от


80°
82°
84°
86°
88°
88°
100°
110°
120°
76°
130°
74°
140°
72°
70°
150°
110°
120°
86°
130°
140°
84°
82°
82°
160°
78°
76°
74°
72°
VII
I
IV
II
V
III
VIa
VIII
VIб
VIв
IX
Ia
7
7
6
IXa
IIa
10
11
X
VIг
VIд
160°
70°
170°
180°
-170°



Условные обозначения

Фрагменты структур доокеанического этапа развития региона:

Границы "кратонного" аномального магнитного поля

Доокеанические транскоровые разломы (по данным линеаментного анализа карт потенциальных полей)

Выходы доокеанических структурно-вещественнх комплексов в пределах поднятий раннеокеанической стадии

Чехольные комплексы древней платформы

Складчатые комплексы киммерийской (а), позднекаледонско-герцинской (б) и байкальской (в) стабилизации

Массивы среднепалеозойских (а) и позднемезозойских (б) гранитоидов

Структуры раннеокеанической стадии, сформировавшиеся в эпоху позднекиммерийско-альпийского континентального рифтогенеза

Структуры I-го порядка:

Седиментационные бассейны и впадины на стандартной и слабо редуцированной континентальной коре (а), редуцированной континентальной коре (б), коре переходного типа и базитовой(«океанической») коре (в областях глубокой деструктивной переработки континентального фундамента) (в)

Поднятия на стандартной и редуцированной континентальной коре (древние платформенные и складчатые комплексы под позднекиммерийско-альпийским осадочным чехлом, сокращенной мощности)

Область позднекиммерийского-альпийского платформенного тектогенеза (чехольные комплексы молодой платформы, эпиплатформенные орогены и т.п. нерасчлененные)

Пояс окраинно-шельфовых и присклоновых прогибов

Структуры II-го и более высокого порядков:

Поднятия и горсты

Рифтогенные прогибы и грабены, впадины с осадочным выполнением различной мощности (а) и недифференцированным по мощности (б) - для недостаточно изученных структур

Прочие обозначения:

Граница субмеридиональных структур I порядка

Границы структур, связанных взаимопереходами

Границы выходов фундамента

Южная граница проявления позднекиммерийско-альпийского рифтогенеза

Структуры океанической (позднеальпийской) стадии:

Эпиконтинентальный пояс флексурно-разломного обрушения, разграничивающий шельфовые и глубоководные части Арктического океана

Флексурно-разломные зоны, разграничивающие внутриокеанические поднятия и аваншельфовые выступы с редуцированной континентальной корой и глубоководные впадины с корой переходного типа и/или океанической корой

Срединно-океанический хребет Гаккеля-сейсмоактивный орогенно-спрединговый пояс формирующейся океанической коры (а- осевой рифт, б- фланговые зоны)

Границы области линейного спрединга (знакопеременного полосового АМП) в глубоководных впадинах Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана

Плиоцен-четвертичные вулканы и вулкано-тектонические постройки (а- в океане, б- на шельфе)

Прочие обозначения:

Основные разрывные нарушения: а – сбросы, б – надвиги, в – разломы неустановленной морфологии

Стратоизогипсы поверхности фундамента (по сейсмическим данным и расчетам глубин залегания) в километрах

Ареалы апт-альбского платобазальтового вулканизма

Границы выходов допозднекиммерийского континентального фундамента на поверхность

Структуры I-го порядка (римские цифры):

Седиментационные бассейны:
I - Евразийский;
Ia - Лаптевоморский (южное окончание Евразийского бассейна);
II - Макарова-Подводников;
IIa - Восточно-Сибирский (южное окончание системы рифтогенных впадин Макарова-Подводников;
III - Канадский.

Субмеридиональные поднятия:
IV - Ломоносовско-Новосибирское;
V - Альфа-Менделеева-Врангеля;

Пояс окраинно-шельфовых и присклоновых прогибов:
VIa - Северо-Лаптевский;
VIб - Северный;
VIв - Вилькицкого;
VIг - Северо-Чукотский

Окраинно-шельфовые поднятия:
VII - Северо-Земельское;
VIII - Северо-Лаптевское;
IX - Де-Лонга;
IXa - погруженная часть поднятия Де-Лонга с повышенной мощностью осадочного чехла;
X - Врангелевское

Структуры II-го и более высоких порядков (арабские цифры):

1 - Усть-Ленский грабен; 2 - Омолонский прогиб; 3 - Восточно-Лаптевское поднятие; 4 - Бельковско-Святоносский грабен;
5 - Анисинский прогиб; 6 - Новосибирский прогиб;
7 - Котельническо-Святоносское поднятие; 8 - Жоховский прогиб;
9 - Мельвильский грабен; 10 - Шелагское поднятие;
11 - Дремхедский прогиб

Рис. 12. Геодинамическая модель зоны сочленения основных поднятий Амеразийского суббассейна с континентальным шельфом Восточно-Арктических морей.

Таймыра и устья Хатангского залива в южные части поднятий Ломоносова и Менделеева. Разломы Таймырской складчатой системы образовались в процессе каменноугольного – триасового тектогенеза, сущность которого Ю.Е. Погребицкий определил как омоложение платформы – преобразование фундамента и чехла древней платформы в складчатое основание молодой платформы *(Погребицкий, 1971)*. Южные разломы рассматриваемой системы, выделяемые под названием Хатангско-Ломоносовской зоны разломов *(Пискарев, 2004)*, являются продолжением континентальной рифтовой зоны в основании мезозойского Енисей-Хатангского прогиба (сходной с пермо-триасовыми рифтами в фундаменте Западно-Сибирского бассейна).

Выходы доокеанических платформенных и разновозрастных эпиплатформенных складчатых комплексов приурочены к осевым частям поднятий раннеокеанического этапа развития региона, при этом на Восточно-Арктическом шельфе наиболее крупные выходы, выраженные в рельефе островными поднятиями (о. Котельный, о. Врангеля), располагаются в зонах наложения окраинно-шельфовых поднятий на субмеридиональные поднятия Ломоносова и Альфа-Менделеева, продолжающиеся в шельфовую область из центральных частей СЛО (рис. 12).

Раннеокеанический этап характеризуется процессами континентального рифтогенеза, растяжения и деструкции континентальной коры, охватившими площадь современной глубоководной части СЛО и прилегающего к ней Восточно-Арктического шельфа. Следы этих процессов сохранились в виде сформировавшихся в этот этап структурах растяжения – осадочных бассейнах, рифтогенных прогибах, грабенах, выполненных мощными толщами терригенных мел-кайнозойских отложений и разделяющих их горстообразных поднятий. Такие структуры установлены сейсмическими исследованиями как в пределах области Центрально-Арктических поднятий, так и на сопредельных с ней шельфовых площадях. При этом нередко имеют место непосредственные переходы шельфовых прогибов и поднятий в соответствующие структуры Центрально-Арктической области (ныне погруженной до батиальных глубин).

Общей причиной всех этих процессов, скорее всего, являлись крупномасштабные подъемы мантийного материала из расширяющихся глубинных геосфер Земли. Предполагается, что воздымание наиболее крупных плюмов или суперплюмов играет ведущую роль в расколе и перемещении континентальных масс. Поверхностным проявлением мантийных плюмов чаще всего являются крупномасштабные ареалы платобазальтового вулканизма и щитовые вулканы. Один из наиболее изученных плюмов диаметром около 2000 км располагается под Восточной Африкой, продуцируя обширную провинцию развитых здесь платобазальтов *(Планета Земля, 2004)*.

Применительно к СЛО можно предположить, что единый суперплюм, эволюция которого привела в итоге к формированию современного Арктического океана, состоял в верхней своей части из двух меньших по размерам плюмов – Евразийского и Амеразийского (Канадского), приуроченных к полярным отрезкам Атлантического и Тихоокеанских сегментов Мировой системы океанических рифтов. Очевидно, что в местах максимального подъема мантийного материала происходит полная деструкция континентальной коры.

Сейсмические профили ГСЗ «Трансарктика-92», «Арктика-2000», «Арктика-2005», «Арктика-2007» показывают, что область Центрально-Арктических поднятий (за исключением котловины Макарова и, в меньшей мере, котловины Подводников) характеризуется наименьшей степенью деструктивных преобразований континентальной коры; происходит лишь ее утонение при сохранении типичной для такой коры вертикальной расслоенности *(Поселов, 2002; Поселов и др., 2007).*

Начальной геологической формацией раннеокеанического этапа, связанной с растяжением коры и континентальным рифтогенезом, являются апт-альбские платобазальты, проявления которых очень широко распространены по периферии СЛО (Шпицберген, север Гренландии, острова Элсмир, Аксель-Хейберг и др.) *(Ким, 2003).* В рассматриваемом регионе наиболее крупные ареалы платобазальтов известны на ЗФИ и поднятии Де-Лонга, где они несогласно перекрывают платформенные отложения доокеанического этапа. Обширный ареал платобазальтов, сходных по характеру выражения в потенциальных полях и петрофизических особенностях земной коры с апт-альбскими платобазальтами Земли Франца-Иосифа, выделен на поднятии Альфа *(Пискарев, 2004).* Предполагается, что апт-альбские базальты играют роль акустического фундамента во впадине Подводников *(Ким, 2003; Поселов, 2002).*

Растяжение коры на уровне реологически пластичных слоев над мантийными сводами привело к прогибанию ее поверхности и формированию крупнейших обширных мелководных бассейнов – Евразийского и Канадского и разделяющей их Центрально-Арктической области (рис. 12). Последняя, испытавшая меньшее (по сравнению с сопредельными бассейнами) растяжение и утонение коры, превратилась в относительное поднятие. Оно было разделено системой впадин Подводников-Макарова (образовавшейся в результате существенного утонения – вплоть до частичной деструкции, коры над субмеридиональным мантийным выступом) на поднятия Ломоносова и Менделеева.

Формирование рассматриваемых структур происходило в условиях растяжения, и в верхних, хрупких горизонтах коры сопровождалось образованием систем горсто-грабеновых структур, характерных как для поднятий, так и для впадин. Это хорошо видно на сейсмических профилях, пересекающих хр. Нортвинд и Канадскую котловину *(Косько и др., 2002)* или хр. Ломоносова и сопредельные впадины *(Буценко, Поселов, 2004; Буценко, Поселов, 2005).*

В сопряженных с поднятием Ломоносова прогибах Евразийского бассейна и впадине Подводников наиболее древний сейсмокомплекс датируется поздним мелом.

По данным сейсмофациального анализа *(Буценко, Поселов, 2005; Буценко, 2006)* и материалам бурения на хр. Ломоносова *(Backman, 2006)* выполняющие рассматриваемые структуры терригенные отложения представлены мелководными или континентальными фациями.

Главными структурами (структурами I порядка), образовавшимися на раннеокеаническом этапе в результате рифтогенных преобразований континентальной коры, явились обширные субмеридиональные бассейны (Евразийский, Канадский) и впадины (Макарова-Подводников) и разделяющие их поднятия Ломоносова и Менделеева (рис. 12).

Другой разновидностью структур растяжения, образовавшихся на раннеокеаническом этапе, является пояс окраинно-шельфовых рифтогенных прогибов, приуроченных к современному континентальному склону и подножью. Эти прогибы развивались над зоной глубинных разломов, окаймляющих область мантийного апвеллинга и выраженных в гравитационном поле цепочкой максимумов, связанных с выступами мантийного материала под осевой часть прогибов *(Погребицкий и др., 2001)*. В Евразийском и Канадском бассейнах окраинно-шельфовые прогибы приурочены к зоне сочленения континентальной и океанической коры (или коры переходного типа), а в области Центрально-Арктических поднятий – к зоне сочленения стандартной и редуцированной континентальной коры, т.е. являются внутриконтинентальными рифтогенными прогибами. Окраинно-шельфовые прогибы на раннеокеаническом этапе развивались практически синхронно с субмеридиональными впадинами и прогибами Центрально-Арктической области и выполнены сходными по составу и возрасту K-KZ-толщами вулканогенно-терригенных и терригенных отложений. Наличие таких прогибов и сопряженных с ними окраинно-материковых поднятий нередко затушевывает структурные связи прогибов и впадин Центрально-Арктической области и Восточно-Арктического шельфа.

Сейчас же очевидно, что процессы растяжения и деструкции континентальной коры не ограничивались современной глубоководной областью СЛО, а распространялись на прилегающий шельф, затухая лишь у побережья.

Поскольку в настоящее время не представляется возможным обрисовать общую горсто-грабеновую структуру хребта Ломоносова с той же детальностью, как это сделано на шельфе, на геодинамической модели показаны грабенообразные прогибы западного склона и центральной части хребта Ломоносова с осадочным выполнением мощностью 4-5 км, представленным в основном верхнемеловыми-эоценовыми сейсмокомплексами со скоростями 3,4-4,2 км/с.

Результаты комплексных геолого-геофизических исследований «Арктика-2007» с привлечением материалов ранее проведенных исследований позволяют сделать выводы о структурной связи горсто-грабеновых систем Новосибирской островов и хребта Ломоносова. Эти системы являются частями единого субмеридионального поднятия, сформировавшегося в мел-палеогеновое время в процессе континентального рифтогенеза. Отнесение начала рифтогенеза к апт-альбу основано на возрасте нижних горизонтов осадочного чехла в сопредельных с рассматриваемым поднятием Лаптевском и Восточно-Сибирском седиментационных бассейнах и грабенообразных прогибах Новосибирской системы *(Виноградов и др., 2005)*.

Пояс окраинно-шельфовых рифтогенных прогибов и сопряженных с ними окраинно-шельфовых поднятий, окаймляющих, как уже отмечалось, область наиболее интенсивных деструктивных преобразований континентальной коры, «накладывается» на одновременно с ним развившиеся субмеридиональные структуры. Этот пояс состоит из ряда крупных прогибов (Северо-Лаптевского, Северного, Вилькицкого, Северо-Чукотского), выполненных очень мощными (до 18-20 км) толщами K-KZ и более древних отложений. Сейчас уже очевидно, что формирование этих прогибов связано с несколькими эпохами континентального рифтогенеза: доокеанического (среднепалеозойского и позднепалеозойско-мезозойского) и раннеокеанического позднекиммерийско-альпийского.

Океанический этап начался после периода пенепленизации, фиксируемого на сейсмических профилях поверхностью регионального несогласия, разделяющего осадочный чехол поднятий и бассейнов на нижний и верхний структурные этажи, которые формировались при различных условиях осадконакопления. Это несогласие связывается с глобальным позднеолигоценовым тектоно-эвстатическим минимумом, который по периферии Арктического бассейна проявился формированием мощных кор выветривания *(Ким, 2003; Буценко, Поселов, 2004)*. Сейсмофации нижнего структурного этажа по своим характеристикам близки фациям морских мелководных терригенных осадков. Сейсмофации верхнего структурного этажа соответствуют фациям глубоководных отложений.

Основным геодинамическим содержанием рассматриваемого этапа являлось быстрое нетектоническое погружение или обрушение окаймленной присклоновыми прогибами области (географически представлявшей подвергавшуюся эрозии сушу или мелководный шельф) и формирование глубоководного Арктического бассейна, отделенного от шельфа эпиконтинентальным поясом флексурно-разломного обрушения.

Причины быстрого неотектонического погружения остаются неясными. Однако вероятно, что оно явилось проявлением глобального процесса крупноамплитудных неотектонических погружений обширных пространств, занятых современными океанами.

По мнению академика Ю.М. Пущаровского, выполнившего тектоническую типизацию 46-ти глубоководных впадин всех океанов Земли: «...даже в общем виде процесс не укладывается в строгие каноны спредингового развития ... наряду с ним действовал и процесс тектонического опускания, что и привело к наблюдающейся достаточно сложной картине структурного развития океанского дна. Во всех рассмотренных океанах отмечен ступенчатый характер этого опускания, что отражает дискретный геодинамический режим нисходящих движений» *(Пущаровский, 2007, с. 121)*.

Анализ результатов глубоководного бурения в Мировом океане показал, что субаэральные базальтовые толщи II океанического слоя и их коры выветривания, образовавшиеся во временном интервале поздняя юра-мел-палеоген, испытали стремительное погружение до глубин 1-6 км *(Блюман, 2006)*.

В пределах Арктического океана погружение было неравномерным, ступенчатым: наибольшее погружение испытали области максимального подъема мантийных масс (и соответствующего утонения и деструкции коры) на предыдущем этапе (котловины Амундсена, Макарова, Нансена, Канадская). На сейсмических профилях, пересекающих провинцию Центрально-Арктических поднятий, отчетливо видно ступенчатое, по системе сбросов, погружение поверхности регионального несогласия как от хребтов и поднятий в прилегающие котловины, так и от Восточно-Сибирского шельфа во впадины Подводников-Макарова *(Буценко, Поселов, 2005)*.

Наиболее крупной регмагенной структурой позднеальпийского этапа является пояс флексурно-разломного обрушения, разграничивающий шельфовую и глубоководную (абиссальные и батиальные) области СЛО (рис. 12). Морфологически он выражен континентальным или материковым (в пределах области Центрально-Арктических поднятий) склоном различной ширины и крутизны. Ширина этого пояса колеблется от 40-50 км до 100 км. В его пределах в наиболее крутых частях континентального склона выделяется серия сбросовых уступов и достаточно многочисленные диагональные и поперечные к простиранию пояса разломы. В области Центрально-Арктических поднятий он разграничивает шельфовые области со стандартной континентальной корой и внутриокеанские поднятия Ломоносова и Менделеева и впадину Подводников с редуцированной или, на отдельных участках, реликтовой континентальной корой и является, таким образом, внутриконтинентальной флексурно-разломной зоной. Здесь наблюдается наименьшая крутизна материкового склона, бровка шельфа морфологически не выражена и порой трудно провести четкую границу между шельфовой и батиальной областью океана.

Заметная флексурно-разломная зона располагается по границе поднятия Ломоносова и котловины Амундсена, образуя вместе с Северо-Земельской и Лаптевоморской флексурно-разломными зонами единый морфоструктурный ансамбль континентального склона и подножья *(Нарышкин и др., 2005)*

Отметим, что по восточной границе поднятия Ломоносова пограничная флексурно-разломная зона морфологически выражена лишь на участке его сочленения с глубоководной котловиной Макарова, что лишний раз подчеркивает дифференцированный характер позднеальпийского проседания различных морфоструктур СЛО, обусловленный, как мы предполагаем, различной степенью преобразования коры на раннеокеаническом этапе.

Дальнейшая история главнейших структур СЛО различна. В Канадской котловине и области Центрально-Арктических поднятий активные тектонические процессы, по-видимому, прекратились. В Евразийском же бассейне активизировались процессы линейного спрединга, вызванные новым подъемом мантийных масс и более интенсивным растяжением коры, приведшим к ее разрывам и внедрению протрузий глубинного вещества. В осевой части бассейна сформировался срединно-океанический хребет Гаккеля; серия субпараллельных ему более мелких протрузий (интрузий? даек?), в той или иной степени прорывающих или вклинивающихся в осадочной чехол бассейна, фиксируется на сейсмических профилях и в котловине Амундсена *(Поселов и др., 1998)*.

По структуре сейсмического разреза представляется несомненным, что раскол коры, ее раздвиг и внедрение протрузий акустического фундамента происходили после формирования значительной части осадочного чехла Евразийского бассейна.

Этот вывод подтверждается результатами геолого-геофизических исследований в южной части Евразийского бассейна (к югу от 81°с.ш.), где на сейсмических профилях фиксируются начальные стадии формирования срединно-океанического хребта. Здесь хр. Гаккеля морфологически не выражен, и океанический фундамент перекрыт осадочной толщей палеоцен-четвертичного возраста. На продолжении хребта Гаккеля наблюдается сводовый изгиб осадочной толщи, вызванный выступом (протрузией?) акустического фундамента. В центральной части свода осадочная толща рассечена грабеном, в который опущены все слагающие ее сейсмокомплексы *(Гусев и др., 2002)*.

Применительно к Евразийскому суббассейну, предложенная нами модель формирования объясняет целый ряд особенностей его строения.

Асимметричность конфигурации структуры осадочного чехла во впадинах Евразийского суббассейна (общий наклон рефлекторов в сейсмокомплексах нижнего структурного этажа к Баренцево-Карскому континентальному склону) скорее всего унаследована от начальных стадий формирования, когда он являлся частью области позднекиммерийско-альпийского континентального рифтогенеза. Южное окончание этой области представлено системой горстов и грабенов, занимающей центральную и западную часть моря Лаптевых. Как уже отмечалось, для Лаптевского седиментационного бассейна в целом характерно общее увеличение мощности осадочного чехла и наклон рефлекторов к западной части бассейна.

Предположение о том, что кора океанических впадин (за пределами рифтовой зоны Евразийского суббассейна) представлена не новообразованной океанической корой, а преобразованной синокеаническими процессами нижней гранулит-базитовой корой, в какой-то степени подтверждается существованием систем транскоровых разломов (или шовных зон), устанавливающихся как в пределах глубоководных впадин, так и в сопредельных с ними шельфовых областях и внутриокеанических поднятиях (хребет Ломоносова). Как уже отмечалось, одна из наиболее проявленных в рельефе дна и потенциальных полях регмагенных систем прослеживается от хребта Ломоносова до Шпицбергена и далее, по-видимому, соединяясь с пригренландскими каледонидами. Трудно представить, чтобы такие доокеанические трансрегиональные регмагенные системы сохранились в новообразованной океанической литосфере.

Таким образом, анализ геолого-геофизических материалов по профилю «Арктика-2007» в совокупности с геодинамической моделью позволяет сделать следующие выводы:

1. Арктический бассейн является позднекиммерийско-альпийской койлогенной структурой, наложенной на гетерогенное континентальное геологическое основание. В области Центрально-Арктических поднятий и прилегающем к ней Восточно-Арктическом шельфе главной структурой этого основания была древняя платформа с карельско-гренвильским кристаллическим фундаментом, испытавшая в фанерозое несколько эпох тектоно-магматической активизации. Проявлением этих процессов, соответствующих во времени глобальным тектоническим эпохам (каледонской, герцинской, киммерийской), являются системы транскоровых разломов и/или шовных зон полициклического развития, прослеживающиеся из континентальных и шельфовых областей в акваторию СЛО.
2. Формирование СЛО связано с растяжением континентальной коры под воздействием поднимающегося из расширяющихся глубин глубинных геосфер мантийного материала. На начальном этапе развития растяжение осуществлялось на уровне реологически пластичных слоев земной коры и привело к прогибанию земной поверхности и формированию обширных бассейнов (Евразийско-Лаптевоморского и Канадского) и впадин (Макарова-Подводников) в областях максимального подъема мантийных масс (и соответственно утонения и деструкции коры) и разделяющих их относительных поднятий (Ломоносова и Альфа-Менделеева), кора которых испытала наименьшие преобразования.
3. Растяжению на раннеокеаническом этапе подверглась и площадь современного Восточно-Арктического шельфа с продолжением сюда крупнейших структур Центрально-Арктической области (бассейнов, впадин, поднятий) и осложняющих их структур более высоких порядков (рифтогенных прогибов, горсто-грабеновых структур, разломов).
4. Глубинные границы области мантийного апвеллинга (плюма), эволюция которого привела в итоге к образованию глубоководного Арктического бассейна, маркируются поясом рифтогенных присклоновых прогибов, развивавшихся над мантийными выступами по краям мантийного свода.

5. Мантийный апеллинг сопровождался дифференцированной деструкцией континентальной коры. В местах максимального подъема мантийных масс происходило утонение и разрыв верхней коры, и образование «океанической» (по геофизическим характеристикам) коры. Как показывают материалы ГСЗ, последняя представляет, скорее всего, испытавший пластическое растяжение и утонение нижний гранулит-базитовый слой континентальной коры, перекрытый континентальными апт-альбскими платобазальтами и верхнемеловой-палеогеновой толщей мелководных и континентальных терригенных отложений.

6. Образование глубоководного Арктического бассейна произошло в результате неотектонического погружения (обрушения) в неогеновое время. Ранее единая область позднекиммерийско-альпийского континентального рифтогенеза оказалась разделенной поясом флексурно-разломного обрушения на глубоководную и шельфовую часть. Погружение было дифференцированным: наибольшее погружение испытали бассейны и впадины предыдущего этапа развития. Область Центрально-Арктических поднятий сохранилась в виде трансарктического пояса редуцированной континентальной коры, соединяющей Евразийский и Северо-Американский континенты.

7. В Евразийском суббассейне новый, более интенсивный импульс расширения глубинных геосфер Земли привел к разрыву ранее сформированной литосферы (возможности ее пластического растяжения были исчерпаны) и образованию системы линейных, развивавшихся снизу раздвигов, в которые вклинивался глубинный материал (в форме протрузий или, возможно, дайковых внедрений). Наиболее масштабные протрузивные внедрения такого материала происходили в осевой части Евразийского бассейна (скорее всего, по ранее существовавшей зоне глубинных разломов), где сформировался продолжающий свое развитие срединно-океанический хребет Гаккеля. Он представляет собой сейсмоактивный орогенно-спрединговый пояс, в пределах которого происходит формирование новой океанической коры в форме протрузий глубинного материала и надстраивающих их базальтовых вулканов и вулкано-тектонических построек.

8. В Амеразийском суббассейне этот этап активизации глубинных геосфер проявился в образовании достаточно крупных, морфологически выраженных вулканов, приуроченных преимущественно поднятию Альфа и к северной части Канадской котловины.

9. Область Центрально-Арктических поднятий и Восточно-Арктический шельф России представляют единый ансамбль континентальных геологических структур с общей историей геологического развития и синокеанических структурно-вещественных преобразований континентальной коры. Разделение этого ансамбля на шельфовую и глубоководные части произошло в результате неотектонического погружения центральной части Арктического бассейна. При этом ранее существовавшие структурные связи этих частей (общие системы доокеанических разломов, горсто-грабеновых структур, осложняющих бассейны и поднятия, сформировавшиеся в эпоху раннеокеанического рифтогенеза) сохранились. Представления о структурной изолированности поднятий Центрально-Арктической области от сопредельных континентальных областей не имеют под собой сколько-нибудь существенного фактологического обоснования.

Список литературы

Буценко В.В. Сейсмостратиграфическая датировка главных тектонических событий в Арктическом океане // Геофизический вестник, №11, 2006, с. 8–16.

Буценко В.В., Поселов В.А., Каминский В.Д. и др. Строение литосферы и модель эволюции Арктического бассейна в свете проблемы внешней границы континентального шельфа России в СЛО. // Разведка и охрана недр. 2005, №6, с. 14–23.

Буценко В.В., Поселов В.А. Региональные особенности сейсмической конфигурации осадочного чехла глубоководного Арктического бассейна и возможности их палеотектонической интерпретации. – Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2004, вып. 5, с. 141–159.

Буценко В.В., Поселов В.А., Каминский В.Д., Липилин А.В. Строение литосферы и модель эволюции Арктического бассейна в свете проблемы внешней границы континентального шельфа России в СЛО. М.: Недра, Разведка и охрана недр, №6, 2005, с. 14–23.

Блюман Б.А. Погребенные окры окисления (выветривания) базальтов в Мировом океане: геодинамические и металлогенические условия // Региональная геология и металлогения, 2006, №29, с. 20–26.

Виноградов В.А., Каменева Г.И., Явшиц Г.П. О Гиперборейской платформе в свете новых данных по геологическому строению острова Генриетты. – Тектоника Арктики, вып.1, Л., НИИГА, 1975, с. 21–25.

Виноградов В. А., Гусев Е. А., Лопатин Б. Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики Арктического региона. СПб., ВНИИОкеангеология, 2004, вып. 5, с. 202–212.

Виноградов В.А., Лопатин Б.Г., Бурский А.З. и др. Основные итоги геологического картирования масштаба 1:1000 000 Арктического шельфа России – Разведка и охрана недр, 2005, №6, с. 45–52.

Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Мащенков С.П. Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб, 2002, с. 134–141.

Гусев Е. А., Зайончек А.В., Мэннис М.В. и др. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, вып. 4, с. 40–54.

Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.Н. Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения. СПб. ВНИИОкеангеология. 1999, 130 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, кн. 1 – 327 с., кн.2, 336 с.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.И., Петрова В.И. О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении – Геотектоника, 2004, №6, с. 33–48.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А. О тектонической структуре Полярного бассейна и геологических критериях выделения его шельфовых областей // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Спб., ВНИИОкеангеология, 2006, ВНИИОкеангеология, т. 210, вып. 6, с. 121–129.

Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Крупская В.В. и др. Новые данные о составе и происхождении донных осадков южной части поднятия Менделеева. // Доклады РАН. 2008, т. 419, №5, с. 653–655.

Каплан А.А., Коуплэнд П., Бро Э.Г. и др. Новые данные о радиометрическом возрасте изверженных и метаморфических пород Российской Арктики. // Тезисы докладов. СПб. ВНИГРИ. 2001, с. 2–6.

Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле // Киев, Наукова Думка, 1981, 264 с.

Ким Б.И. История формирования Евразийского бассейна (сейсмокомплексы, структура, мощность чехла, этапы и стадии эволюции). Российский геофизический журнал, № 31-32, 2003, с. 53–70.

Ким Б.И., Глейзер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов). Стратиграфия. Геологическая корреляция. №4, 2007.

Косько М.К. Структурно-фациальная зональность ордовик-среднедевонского карбонатного комплекса островов Анжу // Тектоника Арктики. Складчатый фундамент шельфовых седиментационных бассейнов. Л., НИИГА, 1977, с. 56–87.

Косько М.К., Заманский Ю.Я., Лангинен А.Е. и др. Граница Канадской котловины и Центрально-Арктической области поднятий в районе хребта Нордвинд (Амеразийский бассейн СЛО) – Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, 2002, вып.4, с. 114–130.

Косько М. К. Северный Ледовитый и Протоарктический океаны – обзор геодинамических моделей // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона / Тр. ВНИИОкеангеология. Т. 210. Вып. 6. – СПб., ВНИИОкеангеология, 2006, с. 107–120.

Нарышкин Г.Д., Комарицын А.А., Кавpайский А.В. Геоморфолгические аспекты внешней границы континентального шельфа России в Арктике. СПб, ГУНиО МО РФ, 2005, 59 с.

Пискарев А.Л. Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана // Ред. Ю.Е. Погребицкий // Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология, т.203, СПб, 2004, 134с.

Планета Земля. Энциклопедический спр-к. «Тектоника и геодинамика». // Ред. Красный Л.И., Петров О.В., Блюман Б.А. СПб. ВСЕГЕИ. 2004, 252 с.

Погребицкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Труды НИИГА, т. 166, Л., Недра, 1971, 248 с.

Погребицкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Трухалев А.И. Глубинное геологическое строение и перспективы нефтегазоносности пояса сочленения континент-океан в Арктике. – Мировой океан, 2001, вып. 3, с. 44–48.

Поселов В.А. Структура литосферы центральной части Арктического глубоководного бассейна по сейсмическим данным. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора г.-м. наук. СПб., ВНИИОкеангеология, 2002, 47 с.

Поселов В.А., Буценко В.В., Павленкин А.Д. Альтернатива спрединговой природе Евразийского бассейна по сейсмическим данным (на примере геотрансекта хребет Гаккеля-хребет Ломоносова). – Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона, СПб., ВНИИОкеангеология, 1998, вып. 2, с. 177–183.

Поселов В.А., Верба В.В., Жолондз С.М. Типизация земной коры Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана // Геотектоника, 2007, №4.

Пущаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана. Геотектоника, 1976, №2, с. 3-14.

Пущаровский Ю.М. Тектоническая типизация океанских глубоководных впадин. // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Т. 2. Москва, ГЕОС, 2007, с. 121–122.

Старосельцев В. С. Трансрегиональные линеаменты и движения плит // Разведка и охрана недр, 2007, № 8, с. 15–20

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000) – М.: Научный мир, 2001, с. 511–522.

Backman J., Moran K., McInroy D.B. et al. Sites M0001 – M0004. Expedition 302 Scientists. // Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. 2006. V. 302, p. 1–115.

Franke D., Hinz K., Oncken O. The Laptev

Sea rift // Marine and Petroleum Geology, 2001, No. 18, p. 1083-1127.

Grantz A., Pease V.L., Willard D.A., Phillips R., Clark D. Bedrock cores from 89° North: Implication fo the geologic framework and Neogene paleoceanolograhy of Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf. // Geol. Soc. Amer. Bull., 2001, v. 113, №10, pp. 1272–1281.

Grantz A., Clark D., Phillips R. et al. Fanerozoic stratigraphy of Northwind ridge, magnetic anomalies in the Canada basin and the geometry and timing of rifting in the Amerasian basin, Arctic ocean. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. V. 110,N6, p. 801–820.

Nafe J.B., Drake C.L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves // Geophysics, 1967, 22 p. 523-552.

Smith & Wessel, 1990. Smith W.H.F., Wessel P. Gridding with continuous curvature spline in tension // Geophysics. 1990. V.55. No. 3, P. 293–305.

Structure and evolution of Earth's crust of the Arctic continental margin of Eurasia (in connection with the UNCLOS problem of the Russian Federation in Arctic Ocean).

V. Poselov, V. Kaminsky, V. Ivanov, G. Avetisov,
V. Butsenko, A. Truchalev, V. Palamarchuk, S. Zholondz

Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia),
St. Petersburg, Russia

Abstract

During the «Arctic-2007» expedition in Arctic Ocean Rosnedra-VNIIOkeangeologia carried out the geologic-geophysical researches to resolve the problem of geological maintenance of the Russian Federation geopolitical objective on the basis of position specification of outer limit of the continental shelf of the Russian Federation in this region, in particular around the Lomonosov Ridge and in a zone of its transition to adjoining shelf. On the basis of obtained data and according with the earlier researches geodynamic model of this region has been created. This model supports the outer limit of the continental shelf of the Russian Federation declaration in Arctic Ocean. Analysis of the geologic-geophysical data along the «Arctic-2007» section as well as geodynamic model allowed to make a number of new essential conclusions about evolution of Arctic ocean. The area of the Central-Arctic submarine elevations and the East Arctic shelf of Russia are the uniform ensemble of geological structures with the general geological history and synoceanic structural-material transformations of the continental crust.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Строение и история развития литосферы

1. Морские и наземные исследования в Антарктике

2. Морские экспедиции в Арктике

3. Геологическое строение ключевых районов и тектонических элементов Арктики

4. Стратиграфия, панарктические палеогеографические и палеоклиматические реконструкции для эпох мезозоя

5. Климат и палеогеография четвертичного периода Арктики

6. Общие тектонические и геодинамические реконструкции в Арктике

7. Геологическое обоснование зоны экономических и геополитических интересов Российскоф Федерации в Арктике