Материалы 47 (XLVII) тектонического совещания. TOM II. 2015



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ

МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ Том II МОСКВА 2015 ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ: ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ ПРИ ОТДЕЛЕНИИ НАУК О ЗЕМЛЕ ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК (ГИН РАН) ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ ИМ. М.В.ЛОМОНОСОВА

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ: ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ

Материалы XLVII Тектонического совещания

Том 2

Москва ГЕОС 2015 Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2015. 324 с. ISBN 978-5-89118-693-4

> Ответственные редакторы К.Е. Дегтярев, Н.Б. Кузнецов

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 15-05-20053



На 1-ой стр. обложки: Несогласное налегание красноцветов лопатинской свиты верхнего венда на метаморфизованные породы рифея (левый берег р. Тея в 5 км выше одноименного поселка, Заангарская часть Енисейского кряжа). Фото Н.Б. Кузнецова

© ГИН РАН, 2015 © ГЕОС, 2015

Вариации главного геомагнитного поля на территории Евразии в последние тысячелетия

К настоящему времени археомагнитные исследования, проведенные на материалах археологических памятников Евразии, позволили получить данные об изменении напряженности геомагнитного поля в последние тысячелетия. Основная масса данных относится к последним 8 тысячелетиям. Самый продолжительный ряд данных (13 тысячелетий) получен для региона Сибири [1]. Напряженность геомагнитного поля в этом ряду изменялась примерно от 20 до 90 мкТл. Исследование изменения напряженности геомагнитного поля, проведенные на материалах археологических памятников в долготном секторе от Испании до Прибайкалья, показало, что максимальных величин напряженность поля достигает в I тысячелетии до нашей эры – на рубеже эр [1, 2-6].

Полученная картина изменения напряженности главного геомагнитного поля свидетельствует о том, что происходит плавное изменение напряженности поля, на которое накладываются более короткие, квазипериодические вариации разной продолжительности и интенсивности. Анализ совокупности мировых данных о напряженности геомагнитного поля для последних восьми тысячелетий [Начасова, 1998] привел к выводу о том, что изменение напряженности поля в основном может быть представлено суперпозицией ряда колебаний, имеющих периоды от 300 до 8000 лет. Характерной чертой этих колебания является дрейф. Скорость дрейфа для всех колебаний можно принять равной 0.2 градуса в год. Обнаружено, что колебания с разными характерными временами имеют разнонаправленный дрейф. Подробность и представительность полученных данных для разных регионов на разных временных интервалах весьма различна. Для ряда временных интервалов для территорий центральной России (Москва), Средней Азии и Месопотамии [2] полученные ряды данных о напряженности геомагнитного поля имели подробность, позволившую установить вид спектра вариаций напряженности геомагнитного поля в диапазоне вариаций с периодами десятки – первые сотни лет. Кроме 30-ти и 60-летних вариаций была обнаружена 115-летняя вариация. В дальнейшем ряды данных подобной подробности удалось получить для региона Причерноморья для первого тысячелетия до нашей эры [7] и для территории Испании для второго тысяче-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН), Москва, Россия

летия до нашей эры [8]. Результаты проведенных исследований показали, что "столетняя" вариация напряженности геомагнитного поля обнаруживается на всех территориях Евразии на протяжении восьми последних тысячелетий, т.е. является устойчивой характеристикой изменения геомагнитного поля.

Определение времени наступления особенности изменения поля или возможность четкого прослеживания закономерности его изменения связаны с точностью временной привязки полученной картины изменения поля. Так, например, даже при определении периода "полуторатысячелетней" вариации напряженности поля, второй по величине амплитуды после 8000-летней вариации, получено расхождение, источник которого не ясен. По данным, полученным для Кавказа, период этого колебания был определен примерно в 1700 лет, а по данным для Средней Азии – 1600 лет. Является ли это расхождение отражением изменения напряженности поля, или оно объясняется неточностью датировки исследованных материалов, не ясно. Этот вопрос возникает всякий раз при обнаружении различий в картинах изменения напряженности поля для различных регионов или временных интервалов.

Для получения картины вариаций геомагнитного поля с хорошим приближением к истинной необходимо не только получить данные об элементах поля с высокой точностью, но и иметь возможно более точную временную привязку этих данных. Повышение достоверности и точности датировки исследуемых материалов имеет большое значение. Проблема датирования материалов археологических памятников имеет первостепенное значение не только для археомагнитологов, но также и для археологов, исследующих развитие человеческих культур на Земле, поэтому любая возможность получения независимой информации о возрасте исследуемого материала весьма ценна. В связи с этим вопросу расширения возможностей получения информации о датировке материалов археологических памятников необходимо уделять пристальное внимание. В ряде исследований для оценки возраста исследуемых материалов были успешно применены методы археомагнитного датирования [3] и метод регидроксилации [9], разрабатываемый в Инженерной школе аэрокосмической и гражданской механики Манчестера группой исследователей под руководством М.А. Вильсон.

Метод археомагнитного датирования состоит в сопоставлении данных о параметрах древнего геомагнитного поля, полученных в результате исследования термоостаточной намагниченности исследуемого материала с опорной кривой изменения элементов геомагнитного поля на временном отрезке, к которому относится существование археологического памятника или отдельного этапа его функционирования.

4

Сложность такого рода датирования часто заключается в недостаточной представительности опорных данных. Этот недостаток можно преодолеть, используя обобщенные для региона данные об изменении элементов геомагнитного поля. Физической основой метода регидроксилации является то, что кристаллы глинистых минералов, при обжиге глины при температурах 450-900°С теряют входящие в их состав молекулы воды. После охлаждения происходит регидроксилация этих минералов, т.е. вода из окружающей среды по капиллярам в керамике попадает к обезвоженным минералам и соединяется с ними. В результате этой реакции вес керамики очень медленно увеличивается за время ее существования. Накопленная со временем вода легко удаляется при повторном нагреве керамики до температуры 450-550°С.

Получение новых данных, позволяющих увеличить приближение получаемой картины вариаций геомагнитного поля к истинной, позволит продвинуться в разрешении многих вопросов. Так по данным, полученным в результате исследования материала памятников Сибири, уточнен временной интервал, на который приходится максимум "основного" колебания напряженности поля, что позволило уточнить характер восточного дрейфа этого колебания, получить подтверждение оценки характерного времени "основного" колебания напряженности поля в 8 тысячелетий.

Исследование напряженности геомагнитного поля в последние четыре тысячелетия в долготном секторе от Болгарии до Восточной Сибири [2] показало, что картины изменения напряженности поля в разных регионах несколько сдвинуты относительно друг друга. Причем максимальные значений напряженности геомагнитного поля на временном интервале конца I тыс. н.э – во II тыс. н.э. в Болгарии приходятся на бо-лее ранний временной отрезок (конец I тыс. н.э.), чем на Кавказе (начало II тыс. н.э.) Тогда как максимум напряженности поля в Средней Азии приходится примерно на начало II тыс. н.э., так же как и на Кавказе. Исследования, проведенные в последние годы на материалах археологических памятников Испании [10] и Причерноморья [7], подтвердили реальность сдвига картины изменения напряженности геомагнитного поля с изменением долготы региона исследования. Максимум напряженности геомагнитного поля во временном интервале последних полутора тыся-челетий в регионе Испании приходится на IX – начало X века, а на территории Таманского п-ова – на конец X–XI век. Таким образом, данные об изменении напряженности геомагнитного поля в последние полтора тысячелетия в долготном секторе от Пиренейского до Таманского п-ова свидетельствуют о восточном сдвиге времени наступления максимума плавного изменения напряженности геомагнитного поля. Получение новых данных для временного интервала последних трех тысячелетий позволит уточнить характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля с характерными временами в несколько столетий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-00431) и Министерства образования и науки РФ (грант № 14.Z.50.31.0017).

Литература

1. Начасова И.Е., Бураков К.С., Пилипенко О.В. Вариации напряженности геомагнитного поля в Сибири в последние тринадцать тысячелетий // Физика Земли. 2014. № 5. С. 1-8.

2. *Начасова И.Е.* Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным // Автореф. докт. дисс. М.: ОИФЗ РАН, 1998. 65 с.

3. *Начасова И.Е., Бураков К.С.* Вариации напряженности геомагнитного поля в Португалии в I тысячелетии до нашей эры // Физика Земли. 2009. № 7. С. 54-62.

4. *Бураков К.С., Начасова И.Е., Нахейра Т., Молина Ф., Камара Х.А.* Напряженность геомагнитного поля в Испании во втором тысячелетии до нашей эры // Физика Земли. 2005. № 8. С. 28-40.

5. Бураков К.С., Начасова И.Е., Мата К. Напряженность геомагнитного поля в I тысячелетии до нашей эры по результатам исследования керамики археологического памятника Испании "Los Villares" // Физика Земли. 2006. № 11. С. 1-6.

6. *Начасова И.Е., Бураков К.С., Бернабеу Х.* Вариации напряженности геомагнитного поля в Испании // Физика Земли. 2002. № 5. С. 24-29.

7. Начасова И.Е, Бураков К.С., Ильина Т.А. Вариации напряженности геомагнитного поля в V–III веках до нашей эры в Восточном Средиземноморье (по узко датированной керамике) // Геомагнетизм и аэрономия. 2008. Т. 48, № 3. С. 424-431.

8. *Начасова И.Е., Бураков К.С.* Изменение напряженности геомагнитного поля и температуры во втором тысячелетии до нашей эры в районе Испании // Физика Земли. 2012. № 5. С. 77-84.

9. Бураков К.С., Начасова И.Е. Археомагнитные исследования и датирование обожженных изделий из глины методом регидроксилации // Физика Земли. 2013. № 1. С. 11-19.

10. *Начасова И.Е., Бураков К.С.* Археомагнитные исследования керамического материала испанского археологического памятника Убеда // Физика Земли. 2011. № 12. С. 66-73.

Строение и история формирования Арктического океана

В 2011, 2012 и 2014 годах Федеральное агентство по недропользованию провело сейсморазведочные работы в центральной части Северного Ледовитого океана. Всего было получено более 20 000 пог. км сейсмических профилей 2Д, пересекающих большинство основных структур Арктического океана, в том числе хребты Гаккеля, Ломоносова, Менделеева и глубокие бассейны. Анализ этой сети сейсмических профилей позволяет создать единую модель строения Арктического океана и составить хронологию основных событий в его истории.

В основу сейсмостратиграфии Арктического океана положены следующие данные:

(1) данные бурения хребта Ломоносова проекта АСЕХ;

(2) данные по возрастам линейных магнитных аномалий Евразийского бассейна;

(3) данные по возрасту осадочного чехла шельфа Чукотского моря, увязанные со скважинами на шельфе Аляски;

(4) данные по возрастам платобазальтов Де-Лонга и хребта Менделеева, которые являются частью HALIP с возрастами базальтов Де-Лонга ±123 Ма и базальтов симаунт Трукшин на Хребте Менделеева ±127 Ма.

Анализ данных по скважинам на хребте Ломоносова и данных по возрастам океанической коры, основанных на возрастах линейных магнитных аномалий, позволяет выделить сейсмический горизонт с возрастом ±44 Ma (20 магнитная аномалия): это четкая граница между прозрачными пакетами сейсмокомплексов сверху и сейсмокомплексов с яркими рефлекторами снизу. Эта граница прослежена по всему Арктическому океану. Отметим, что она совпадает с началом климатического похолодания и сменой в характере седиментации в Арктике около 44.4 Ma.

¹ МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия

² Министерство Природных Ресурсов и Экологии РФ, Москва, Россия

³ Институт Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

⁴ Роснефть, Москва, Россия

⁵ ФГУП ВНИИОкеанология, Санкт-Петербург, Россия

⁶ UPMC Universite Paris 06, Париж, Франция

⁷ University of Oslo, Осло, Норвегия



Рис. 1. Три основных домена Арктического океана с разным строением и с разной историей формирования

Корреляция возрастов сейсмокомплексов Арктического океана с осадочным чехлом Чукотского моря позволяет выделить границу мела и палеоцена по подошве крупномасштабного клиноформного комплекса в Чукотском и Восточно-Сибирском морях. Эта граница прослеживается во всем Амеразийском бассейне, включая хребет Менделеева.

Корреляции сейсмических профилей для моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря показывают, что базальты Де-Лонга залегают в основании синрифтового комплекса и прослеживаются в основании осадочного чехла бассейнов Подводником и Толля (Чукотского). То есть, мы проводим границу с возрастом ±123 Ма для части Арктического океана.

На хребте Альфа-Менделеева, на Чукотском плато и в бассейнах Подводников и Толля имеется большое количество рифтовых разломов, которые определенно древнее палеоцена (с возрастом примерно аптпоздний мел). Их образование связано с формированием Северного Амеразийского бассейна.

В глубоководной части Арктического океана выделено три домена (рис. 1):

(1) Канадский (Южный Амеразийский) бассейн;

(2) область хребтов Ломоносова-Альфа-Менделеева, Чукотского плато и бассейнов Подводников, Макарова, Наутилус и Толля (Чукотского) или Северный Амеразийский бассейн (домен);

(3) Евразийский бассейн.

Канадский бассейн с океанической и переходной корой формировался примерно 134-117 млн. лет назад. Сейсмические данные для Северного Амеразийского домена показывают на наличие многочисленных континентальных рифтов параллельных хребтам Ломоносова и Альфа-Менделеева. Эти рифты примерно ортогональны оси палеоспрединга в Канадском бассейне. Это свидетельствует о разном времени формирования Северного и Южного доменов Амеразийского бассейна. Евразийский бассейн формировался в эоцен-четвертичное время.

Мы предполагаем, что глубоководная часть Арктического океана формировалась в три этапа (рис. 1):

(1) валанжин-апт (формирование Канадского бассейна);

(2) апт-поздний мел (плюмовый магматизм и континентальный рифтинг в Северном домене Амеразийского бассейна (рис. 2));

(3) палеоцен-квартер (рифтинг и последующее раскрытие Евразийского бассейна).

Хребет Альфа-Менделеева по своему строению сходен с плато Кергелен в Индийском океане; для этого плато обосновано, что оно на большей территории имеет континентальную кору преобразованную рифтингом и плюмовым магматизмом.





Рис. 2. Модель формирования хребта Альфа-Менделеева и бассейна Подводников

Ультрамедленный спрединго хребта Гаккеля за последние 44 млн лет сопровождался оживлением сбросообразования на хребтах Ломоносова, Альфа-Менделеева, Чукотском плато и в области моря Лаптевых.

Проблемы современной геодинамики Балтийского щита: исследование на основе новых разработок

Главный вопрос геодинамики Фенноскандии формулируется теперь так: каково соотношение действия гляциоизостазии с источником под Балтийским щитом (БЩ) и расширения оси Северо-Атлантического хребта (САХ). В такой постановке вопрос относится главным образом к тысячелетиям. Авторы же сосредоточились на современной геодинамике региона, которая может быть прояснена по доступным данным за столетия и десятилетия, более конкретным и надежным, по всей площади и в количественном выражении. Сочтено целесообразным проводить анализ в сопоставлении с материалами по прилежащей Русской плите как части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по тому же набору исходных данных. Таковыми, как наиболее охватными и представительными (с учетом новых подходов и разработок) приняты три группы, а именно, особенности сейсмичности за разные промежутки времени (1), новейшие и молодые морфоструктурные проявления (2), напряженное состояние за последние полвека, оцениваемое по скорости распространения сейсмических волн от дальних глубокофокусных очаговых областей (3).

1. Сейсмичность Фенноскандии и прилежащих частей ВЕП, известная за несколько последних столетий, считается умеренной по силе. Теперь появилась возможность рассматривать и сейсмичность ВЕП в более полном и надежном варианте за тот же срок [1-3]. За последние десятилетия и здесь надежно фиксируются события с $M \ge 3.3$ и даже более слабые. Равная в этих рамках представительность по всему региону позволяет делать обобщения, принимая параметры сейсмического процесса в качестве адекватного отражения напряженного состояния земной коры и его пространственно-временных флюктуаций. В основу заключений положено распределение сейсмических событий по площади, времени и по значениям М на основе каталога FINCAT и новой версии для территории России. Привлечены также данные по макросейсмическому полю ряда обследованных относительно сильных землетрясений исторического периода, а также палеосейсмогеологические сведения [4].

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² Институт динамики геосфер РАН, Москва, Россия



Динамическое влияние орогенов и деформации сжатия форланда (Юдахин и др., 2003)

 фронт деформации сжатия форланда; 2 – преобладающее направление фронта тангенциальных усилий и деформаций, а – от норвежских каледонид, б – от других сейсмически активных поясов; 3 – области совокупного динамического воздействия на ВЕП от окружающих активных поясов, а – с двух-трех разных сторон, б – с нескольких разных сторон в центре ВЕП

По плотности эпицентров с учетом распределения событий по магнитуде БЩ отчетливо подразделяется на западную, активную, и восточную, слабоактивную, части. Прилежащие части ВЕП обнаруживают падение активности до незначительной, тогда как в центральных ее частях местные тектонические землетрясения вообще неизвестны. Такое распределение отражает суммарное падение уровня выделяемой за столетия и за десятилетия сейсмической энергии с запада на восток. То же резонно относить и к уровню напряжений. Судя по пространственному распределению эпицентров землетрясений, степени их плотности, суммарной выделяемой энергии в единицу времени, выводятся три основные закономерности: модуль напряженного состояния земной коры (до глубин 30-40 км) уменьшается с 3 на В (с СЗ к ЮВ) (1), в сильно ослабленной степени латеральные напряжения (со стороны Атлантики) распространяются и на Русскую плиту в ее северной части (2), очаги сильных, с $M \ge 6$, с интервалами в столетия землетрясений не выходят к В за пределы БЩ (3).

Специальным анализом миграции аномалий сейсмической активности от САХ в сторону БЩ за десятилетия обнаружена нестационарная, т.е. с флюктуациями, пространственно-временная связь между силой отталкивания от САХ и уровнем сейсмической активности прилегающих окраин БЩ [5-7]. Процессы усиления и ослабления сейсмической активности на БЩ схожи с процессами в районе САХ и мигрируют в сторону прилегающих участков БЩ.

2. Морфоструктура и современные перемещения по поверхностным проявлениям. Современное напряженное состояние земной коры, определяемое по непосредственным измерениям в глубоких горных выработках и по механизмам очагов землетрясений, в пределах региона установлено в нескольких пунктах. Генерально оно характеризуется господствующим горизонтальным сжатием по оси СЗ-ЮВ (с рядом локальных отклонений). В восточной части БЩ такого рода данные единичны, здесь для получения площадных характеристик привлечены дополнительные, большего площадного и временного охвата исходные данные.

Сделана попытка подвергнуть анализу закономерности и причины соотношения особенностей морфоструктуры, кинематики молодых и современных движений в регионе. Реконструкция кинематики земной коры в ее поверхностном выражении, раздельно по вертикальной и горизонтальной составляющим, осуществлялось по двум группам данных – о современных движениях и о морфоструктуре [8]. В первой группе использовались карты СВДЗК и результаты GPS, во второй – путем морфоструктурного анализа по главным чертам рельефа и отдельно по линейности (с учетом искривления) черт второго и третьего порядка. Помимо глыбовых перемещений, вертикальных и латеральных, в восточной (российской) части БЩ выявлены признаки латеральных движений под воздействием ориентированного с СЗ на ЮВ стресса. Признаки морфоструктурные с учетом сейсмических проявлений позволяют заключить, что указанный тренд действовал в течение новейшего, четвертичного времени и сохраняется до сих пор. Вертикальные перемещения,

в общем, реализуются как производные и без признаков гляциоизостатического выравнивания в настоящее время. Обнаруживаемая кинематика непротиворечиво трактуется как господство субгоризонтально, субширотно приложенных сил в земной коре (литосфере?), направленных с запада к востоку.

3. Изменения скорости сейсмических волн как показатель изменений напряженного состояния изучены впервые для БЩ и ВЕП с использованием записей от глубокофокусных землетрясений (Гиндукуш и острова Фиджи) и метода долговременного сейсмического просвечивания [9]. Согласно линейному тренду время пробега Р волн в среднем уменьшилось на 0.23-0.42 с (0.05-0.09 %) за период с 1964 по 2008 год, следовательно, земная кора в пределах БЩ находится в состоянии усиливающегося сжатия. Основные результаты нового в регионе исследования методом сейсмического просвечивания следующие: 1. Породы литосферы БЩ и ВЕП имеют разный уровень напряжений и разные значения скорости и амплитуд изменения этих напряжений во времени за 40-50 лет. 2. Чем более сейсмически активны (за столетия) рассматриваемые крупные структурные районы, тем выше по изученному параметру уровень напряжений в них и больше его колебания в течение десятилетий. 3. Хотя разные части (сектора) щита различаются по уровню напряженного состояния, но на всех изученных частях БШ эти изменения меньше, чем таковые на ВЕП, где не обнаружен и тренд. 4. Судя по выявленным за полвека трендам, уровень напряжений на щите подвержен флуктуациям с периодом 13–15 лет, что не отмечено на платформе.

На основе изложенных данных выстраивается представление о распространении основных латеральных напряжений (вектора движущих сил) в пределах континента с СЗ к ЮВ, во всяком случае, вплоть до Горла Белого моря, с убыванием модуля к ЮВ [2, 3].

Обобщение. В целом, из полученных разными способами данных следует, что юго-восточная периферия БЩ на новейшем этапе, с позднего плейстоцена, во всяком случае, развивается сопряженно с прилежащими частями ВЕП как геотектонически единая область. Это предполагает обусловленность современного тектонического процесса и, в первую очередь дифференцированных движений, не за счет гляциоизостазии, но в результате панрегиональных внутрикоровых движущих сил. Ведущей движущей силой можно признать периодически активизирующееся с разной скоростью раскрытие САХ, как это и принято теперь зарубежными специалистами и рядом российских исследователей [5-7, 10].

Литература

1. Никонов А.А. Фенноскандия – недооцененная сейсмогенерирующая провинция // Геофизика XXI столетия. 2002 год: Сб. трудов. М.: Научный мир, 2003. С. 207-214.

2. *Никонов А.А.* Новый этап познания сейсмичности Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // ДАН. Сер. Геофизика. 2013. Т. 450. № 4. С. 465-469.

3. Никонов А.А. Геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы: развитие идей Ю.К. Щукина о воздействии окружающих подвижных поясов // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы: Тез. докл. Воронеж: Научная книга, 2014. С. 269-274.

4. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Активные разломы и сейсмолинеаменты Восточной Фенноскандии // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы: Тез. докл. Воронеж: Научная книга, 2014. С. 275-279.

5. *Skordas E.S., Meyer K., Olson R., Kulhanek O.* Causality between interpolate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities // Tectonophysics. 1991. V. 185. P. 295-307.

6. *Мухамедиев Ш.А., Грачев А.Ф., Юнга С.Л.* Нестационарный динамический контроль сейсмической активности платформенных областей со стороны Срединно-Океанических хребтов // Физика Земли. 2008. № 1. С. 12-22.

7. *Никонов А.А.* Региональные волны деформации и сейсмичность Фенноскандинавско-Балтийского региона // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Тезисы докладов. Т. 2. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2009. С. 302-304.

8. *Никонов А.А.* Основные черты новейшей тектоники и геодинамики переходной полосы от Фенноскандинавского щита к Русской плите // Тектоника и геодинамика поясов и платформ фанерозоя: материалы совещания. Т. 2. М., 2010. С. 97-100.

9. Усольцева О.А., Гамбурцева Н.Г., Гамбурцев А.Г., Никонов А.А., Кузнецов О.П. Современные геодинамические процессы в литосфере Балтийского щита // Пространство и время. 2015 (в печати).

10. *Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере ВЕП. Екатеринбург, 2003. 300 с.

Палеогеография Сибирской платформы в среднепалеозойское время (~450-400 млн.лет): новые палеомагнитные и геохронологические свидетельства из Нюйской впадины

С помощью детальной термомагнитной чистки мы выделили доскладчатую палеомагнитную компоненту из позднеордовикских и силурийских осадочных пород Нюйской впадины (юг Сибирской платформы). Высокие блокирующие температуры указывают на гематит в качестве основного носителя намагниченности. 37 верхнеордовикских образцов из девяти сайтов дают среднее (в древних координатах) Ds = 168.5, Is = -5, ks = 22.3 и α 95 = 5.1 (полюс НТо на рис. 1). 77 силурийских образнов из шести сайтов дают среднее Ds = 193.9. Is = 20.9. ks = 16 и α 95 = 4.2 (полюс HTs на рис. 1). Как в ордовикских, так и в силурийских образцах присутствовала также и доскладчатая метахронная компонента, со средним Ds = 204.4, Is = 37.9, ks = 27.2 и α 95 = 2.7, выделенная нами в 104 образах из восьми сайтов (полюс МТ на рис. 1). Эта компонента, по всей видимости, сформировалась во время регионального перемагничивания, которое случилось в постраннесилурийское время. В контексте с имеющимися палеомагнитными и геохронологическими данными можно ограничить возраст этой компоненты как раннелевонский.

Выделенные компоненты позволяют рассчитать позднеордовикский (HTo), раннесилурийский (HTs) и ранне-среднедевонский (MT) палеомагнитные полюса (рис. 1). Новые полюса уточняют среднепалеозойский сегмент кривой кажущейся миграции полюса (ККМП) для Сибирской платформы и позволяют выполнить палеогеографические реконструкции (рис. 2). Наши данные указывают на экваториальное положение Сибири в позднем ордовике, а также на то, что она была развернута на 180° относительно своего нынешнего положения. Между средним и поздним ордовиком платформа не испытывала значительных меридиональных перемещений. Дрейф к северу начался в позднем ордовике. К позднему силуру Сибирь сместилась на ~1500 км к северу и развернулась на 30° против часовой стрелки. В позднесилурийское время плат-

¹ Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

² University of California Santa Cruz, USA

³ Институт Земной Коры РАН, Иркутск, Россия

⁴ Massachusetts Institute of Technology, USA



Рис. 1. Положение полученных палеомагнитных полюсов для позднего ордовика (HTo), раннего силура (HTs) и раннего Псреднего девона (MT) Сибири



Рис. 2. Палеогеографическое положение лавразийских кратонов – Сибири, Балтики и Лаврентии для периода 450–400 млн лет

форма продолжила дрейф к северу и вращение против часовой стрелки. К раннему девону платформа сместилась ещё на 1100 км к северу и развернулась ещё на 10° пр.ч.с. относительно своего силурийского положения. После этого платформа стала разворачиваться в противоположную сторону. К позднему девону платформа сместилась ещё на 1500 км к северу и развернулась на 60° по часовой стрелке.

На основе новых, а также литературных данных, мы оценили палеогеографические положения трех лавразийских кратонов – Сибири, Балтики и Лаврентии для периода 450-400 млн лет. В противоположность к некоторым опубликованным палеогеографическим реконструкциям, по нашему мнению, в среднесилурийское время Сибирская платформа не могла находиться к северу от каледонской сутуры. Более вероятны положения Сибирской платформы либо к востоку, либо к западу от Лавруссии. Новые данные не противоречат раннедевонскому положению Сибири схожему с её нынешним евразийским положением.

Кроме всего, наши данные указывают на постраннесредне девонское относительное вращение между Алданским и Ангара-Анабарским бло-ками Сибирской платформы.

Исследования проведены при поддержке Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017).

Литература

Powerman V.I., Shatsillo A.V., Coe R., Zhao X., Gladkochub D.P., Buchwaldt R., Pavlov V.E. Palaeogeography of the Siberian platform during middle Palaeozoic Times (~450-400 Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers // Geophys. J. Internat. 2013. V. 194. P. 1412– 1440, doi: 10.1093/gji/ggt197

Н.И. Павленкова¹

Особенности строения литосферы континентов и океанов и природа их формирования

Глубинные геолого-геофизические исследования последнего времени выявили новые, важные с точки зрения глобальной геодинамики, особенности строения земной коры и верхней мантии континентов и океанов. В частности, установлено существенное различие в строении разных океанов, что дает основание предполагать разную историю их формирования.

Главным различием в строении континентов и океанов считается тип земной коры. Континентальная кора характеризуется большой мощностью, до 50-60 км, и наличием 10-20 км гранито-гнейсового слоя. Океаническая кора тонкая (до 10 км) и в ней отсутствует этот слой. Но установлено, что большие участки океанов покрыты корой переходного типа толщиной 10-30 км с наличием тонкого (5-7 км) гранито-гнейсового слоя или без него.

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

Разный тип коры проявляется и в особенностях магнитного поля. На континентах оно резко дифференцировано с чередованием аномалий разного знака и разной ориентировки. Магнитное поле в пределах срединно-океанических хребтов с типичной океанической корой слабое и с линейными аномалиями, параллельными оси хребта. Области океанов с корой переходного типа характеризуются чаще всего континентальным магнитным полем.

Существенно различаются континенты и океаны строением верхней мантии: для континентов характерна мощная (до 300 км) литосфера («корни» континентов) с практически отсутствующей четко выраженной астеносферой. Многие структурные особенности континентов прослеживаются на всю мантию. Корреляция наблюдается даже между глубиной до поверхности ядра и делением поверхности на континенты и океаны.

Данные геофизических исследований и глубоководного бурения [1] показали также, что существенные различия по глубинному строению наблюдаются и между разными океанами: по преобладающему типу коры, по расположению срединно-океанических хребтов и по характеру их сочленения с окружающими континентами. Южная Атлантика и Индийский океан имеют классическое строение: срединно-океанические хребты с типично океанической корой располагается действительно в их центральной части. Края окружающих эти океаны континентов пассивные: без «зон субдукции» (зон концентрации землетрясений, зон Беньефа).

Тихий океан принципиально отличается от других океанов. Срединно-океанический хребет расположен в его юго-восточном углу, и в пределах океана наблюдаются все типы земной коры: в восточной части преобладает океанический тип, в западной части – переходные типы. Края этого океана образуют правильную дугу, вдоль которой сформировалось кольцо зон Беньефа. Важным открытием является, что эти зоны прослеживаются по аномалиям повышенных сейсмических скоростей через всю мантию [2]. Глубинное заложение этого кольца подчеркивается и гравитационным полем: вокруг океана наблюдаются две кольцевые аномалии, которые могут быть связаны только с глубинным строением планеты [3].

Особым глубинным строением отличается и Арктический океан. Края окружающих его континентов пассивные, срединно-океанический хребет с океанической корой расположен на окраине океана, но главное – почти вся его площадь покрыта корой переходного типа с магнитным полем, типичным для континентов [4].

Общей чертой главных структурных особенностей всех океанов является их упорядоченность в планетарном плане. Система срединноокеанических хребтов симметрична относительно южного полюса: она образует кольцо вокруг Антарктиды и серию рифтовых и нарушенных зон, расходящихся по меридианам с примерно одинаковым расстоянием между ними, через 90° [5]. Тихоокеанское кольцо активных окраин, образующих правильную дугу, под прямым углом пересекается Альпийско-Гималайской зоной сильных землетрясений. Эта общая упорядоченность крупных структурных элементов Земли подчеркивается симметрией Арктического океана относительно Антарктиды, удивительно похожих по размерам и общим очертаниям, но противоположным по форме рельефа. Все это дает основание предполагать формирование всех этих структур в процессе общего развития Земли, как планеты. Сохранность этих элементов до настоящего времени свидетельствует об отсутствии крупных хаотичных перемещений отдельных частей внешней оболочки Земли относительно друг друга.

Описанную упорядоченность структурных форм Земли можно объяснить изменениями радиуса планеты во время формирования ее ядра и отдельных сфер [5, 6]. Так, в результате расширения Земли могла образоваться глобальная система нарушенных зон кольцевой формы (Тихоокеанское кольцо и Альпийско-Гималайский пояс), а в результате расширения южного полушария – система срединно-океанических хребтов, симметричных относительно южного полюса, и симметричные, но противоположные по рельефу, Антарктида и Арктический океан.

Гораздо труднее объяснить формирования разных типов земной коры и литосферы континентов и океанов. В узких зонах срединно-океанических хребтов и других разрывных нарушений океаническая кора могла образоваться в результате раздвижения литосферных плит. Но на остальной большей части океанов океаническая кора и тем более кора переходного типа имеют другую природу. В работах [7, 8] показано, что породы континентальной земной коры формировались из мантийного вещества с повышенным содержанием флюидов, и «корни» континентальной литосферы тоже образовались в результате активной флюидной адвекции. То есть можно предположить [5, 6], что вначале в областях интенсивных потоков глубинных флюидов образовались ядра будущих континентов с сиалической корой и деплетированной верхней мантией. На месте современных океанов, не осложненных еще срединно-океаническими хребтами, поток флюидов был слабым, и там сохранилась первичная кора (океанического типа). На участках повышенного потока флюидов отдельными пятнами формировалась кора переходного типа. Это предположение не противоречит геологическим данным, по которым земная кора континентов формировалась в течение длительного геологического времени и сначала она покрывала только области древних щитов, на остальной территории существовали лишь некоторые ее



фрагменты. Не исключено, что такая переходная кора и даже первичная океаническая кора сохранились в некоторых областях планеты и до настоящего времени.

Большая роль флюидной адвекции, как основного источника энергии, в разнообразных процессах глобального тектогенеза показана на многих других примерах [9]. Именно глубинные флюиды существенно преобразуют вещество верхних оболочек Земли, формируя в них слои повышенной пластичности, сейсмические границы, зоны нарушений. Основным источником глубинных флюидов является земное ядро с большим содержанием водорода и гелия [10] и их дегазация [11]. Как показали измерения водородного и гелиевого потоков, дегазация Земли продолжается и в настоящее время. Наиболее активна она в южном полушарии, и в настоящее время срединно-океанические хребты выделяются как зоны наибе активной водородной дегазации [12].

Описанный процесс последовательного формирования континентальной коры не исключает обратного процесса – ее разрушения или трансформации в кору переходного типа. Это – переработка континентальной коры при ее базификации (или эклогитизации), которая хорошо изучена на примере разрушения окраин континентов. Возможно образование утолщенной океанической коры в процессе андерплейтинга (наращивания ее снизу базальтовыми выплавками).

Таким образом, континенты и океаны разного строения и с разнообразным типом земной коры образовались в результате взаимодействия различных геодинамических процессов: формирования упорядоченной системы разрывных нарушений и роста коры при неравномерной по площади и интенсивности адвекции глубинного вещества разного состава и разной степени насыщенности глубинными флюидами. Главными источниками всех этих процессов являются дегазация Земли и ее расширение.

Литература

1. *Блюман Б.А.* Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. Издательство ВСЕ-ГЕИ. Санкт-Петербург, 2013. 344 с.

2. *Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geoph. Res. 1998. V. 103, B12. P. 30055-30078.

3. *Choi D.R., Pavlenkova N.I.* Geology and tectonic development of the Pacific ocean. Part 5. Outer low gravity belt of the Great Pacific Ring structure // NCGT Newsletter. 2009. № 50. P. 46-54.

4. Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштеин Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М. Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5-20.

5. Павленкова Н.И. Ротационно-флюидная модель глобального тектогенеза / А.Н. Дмитриевскй, Б.М. Валяев (отв. ред.) // Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений (к 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина). М.: ГЕОС, 2011. С. 69-92.

6. *Pavlenkova N.I.* Fluids-rotation conception of global geodynamics // Bull. Soc. Geol. It. 2005. Vol. Speciale. № 5. P. 9-22.

7. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики / Отв. ред. Д.В. Рунквист). М.: ГЕОС, 2000. С. 204-224.

8. Лути Б.Г. Магматическая геотектоника и проблемы формирования континентальной и океанической коры на Земле // Региональная геология и металогения. 1994. № 3. С. 5-14.

9. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ // Материалы международной конференции памяти академика П.Н. Крапоткина, 20-24 мая 2002 / Отв.ред. А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев. М.: ГЕОС, 2002. 471 с.

10. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли (новая глобальная концепция). М.: Недра, 1995. 101 с.

11. *Gilat A., Vol A.* Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes // HAIT Journal of Science and Engineering B. 2005. Vol. 2, Is. 1-2. P. 125-167

12. Сывороткин В.М. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.

С.А. Паланджян¹, Е.Е. Пугачёва²

К палеотектонической позиции метаморфизма ультрамафитов хребта Пекульней (Анадырско-Корякский регион)

Хребет Пекульней представляет собой хорошо обнажённый фрагмент Пекульнейско-Золотогорской складчатой системы – восточного звена мезозоид Северо-Восточной Азии, разделяющей структуры Чукотской континентальной окраины от поздних мезозоид и ларамид Корякско-Камчатской области. В линейной морфоструктуре хребта (кряжа)

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Томский государственный педагогический университет, Томск, Россия

длиной в 200 км обнажен покровно-складчатый тектонический комплекс, имеющий в современной структуре блоковое строение [3, 4]. Региональным аллохтоном является кремнисто-базальтовая (MORB) формация J_2 - K_1v . Очень сложно построенные автохтон и паравтохтон представлены тектонически счешуенными фрагментами образований Западно-Пекульнейской дуги J_3 - K_1 и её внутридугового бассейна готеривского возраста, а также выведенными на поверхность блоками пород Палео-Пекульнейской дуги $PZ_3 - MZ_1$ и её поздненеопротерозойского – раннепалеозойского (?) фундамента [6]

Наиболее загадочным в Палео-Пекульнейской ассоциации является расслоенный дунит-клинопироксенит-метагаббровый комплекс (ДПМК), линейные тектонические блоки которого залегают в зоне тектонического меланжа в пространственной связи с позднедокембрийскими (повторно метаморфизованными в среднем-позднем триасе) гранатбиотитовыми и гранат-пироксеновыми гнейсами, плагиогнейсами и амфиболитами [2, 4, 6]. Нижние горизонты ДПМК сложены дунитами, переходящими через верлиты в клинопироксениты. Дуниты претерпели пластическую деформацию; они вмещают редкие маломощные залежи высокохромистых хромититов [5]. Установлены значительные вариации состава главных минералов дунитов – оливина (mg# = 0.84-0.92) . хромшпинелида (Cr# = 0.45-0.94) [1, 4], отличающие данные породы от мантийных реститов. Верхняя часть разреза ультрамафитов сложена ариежитами, градационно переходящими в амфибол-цоизитовые метаморфиты (метамафиты); изотопные датировки (Sm-Nd метод, [4]) указывают на раннепермское время (292-293 млн лет) метаморфизма этой части разреза. Верхняя возрастная граница ультрамафитов определяется раннемезозойской (T-J₁ [6]) датировкой интрудирующих их плагиогранитов Палео-Пекульнейской дуги. Эти данные свидетельствуют о формировании ДПМК до пермского времени и об инкорпорации в структуры палеодуги не позже конца палеозоя.

Строение ДПМК, петрографические и геохимические особенности слагающих его пород свидетельствуют о кумулятивной природе ультрамафитов [1, 2, 4, 5] и указывают на их высокобарическую природу. Предполагается формирование ультрамафитов в основании (на границе с верхней мантией) мощной коры континентального [1, 4] или океанического [5, 8] типа, в супрасубдукционной обстановке. Р-Т параметры метаморфизма ариежитов и метамафитов оцениваются в 11-13 кбар и 1100 – 700° С [1, 4]; Г.Е. Некрасов приходит к важному выводу об изобарическом охлаждении этих пород на глубинах 36-39 км.

Для оценки условий и обстановки протекания пластической деформации глубоких горизонтов ДПМС было проведено петроструктурное



Рис. 1. Диаграмма ориентировки осей оптической индикатрисы оливина. Проекция на верхнюю полусферу. Для обр. 934/3 – 80 замеров, 934/4 – 100 замеров. Изолинии 1-2-4-6-8-10 % на 1 % сетки Шмидта. Пунктирная линия – плоскость минеральной уплощённости оливина, L – минеральная линейность

исследование оливина дунитов. В центральной части наиболее крупного блока ДПМК – Пекульнейского массива – в правобережье р. Северный Пекульнейвеем из дунитов были отобраны два ориентированных образца для микроструктурного анализа. Структура изученных дунитов порфирокластовая. Крупные зёрна оливина размером до 5 мм неправильной формы, реже удлинённые, обнаруживают субпараллельную ориентировку (минеральную уплощенность); погасание однородное либо слабо волнистое. Промежутки между порфирокластами выполнены мелкозернистым мозаичным агрегатом, форма зёрен субизометричная, размер их около 0.5 мм. Зёрна хромшпинелида, образующие редкую вкрапленность, в шлифе часто имеют эвгедральную ромбовидную форму. Петроструктурным анализом выявлены близкие узоры ориентировки оливина в обоих образцах (рис. 1). Оси Ng образуют субгоризонтальный максимум высокой плотности (до 8%), расположенный субнормально к уплощенности порфирокластовых зёрен оливина. Ng-максимум растягивается в субгоризонтальный пояс. Оси Nm и Np формируют субвертикальные пояса перпендикулярно максимуму Ng, расположенные в плоскости уплощенности порфирокластовых зёрен. В поясах отмечаются локальные максимумы, некоторые из них имеют субвертикальное положение и находятся вблизи линейности порфирокластов. Некоторая часть осей Nm и Np растягивается в субгоризонтальные пояса, аналогичные поясу Ng-осей.

Анализ полученных оптических ориентировок оливина позволяет предположить, что они образовались при внутрикристаллическом трансляционном скольжении по системам (110) [001], (100) [001], (100) [010] и синтектонической рекристаллизации [7] на глубинном (верхнемантийном) уровне. Пластические деформации оливина реализовались в условиях понижения температур, примерно от 750° С до 400° С, и возрастания скорости деформации ($\epsilon > 10^{-4} c^{-1}$) [9]. Полученные результаты свидетельствуют о продолжающемся охлаждении дунитов в процессе их нарастающей пластической деформации, что могло быть обусловлено тектоническим совмещением ДПМК с жёсткой структурой (окраиной континента?) и обдукцией этого меланократового комплекса.

Имеющиеся данные позволяют рассматривать процессы метаморфизма, деформации и изобарического охлаждения пород ДПМК в рамках модели обособления, перемещения и причленения к активной окраине необычайно мощной остаточной дуги в позднепалеозойском окраинном бассейне, фронтальном относительно Палео-Пекульнейской окраинно-континентальной дуги.

Авторы выражают благодарность А.И. Чернышеву за обсуждение результатов петроструктурного анализа исследованных дунитов.

Литература

1. Базылев Б.А., Леднева Г.Н., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. Высокобарические ультрамафиты в нижнекоровых породах Пекульнейского комплекса, Центральная Чукотка // Петрология. 2013. Т. 21, № 3. С. 247-276. № 4. С. 372-388.

2. Жуланова И.Л., Перцев А.Н. О гетерогенности мафит-ультрамафитовых массивов хребта Пекульней (Анадырско-Корякская складчатая система) // Записки ВМО. 1988. Вып. 3. С. 276-293.

3. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 201 с.

4. *Некрасов Г.Е.* Комплексы зоны раздела кора-мантия континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы / Ред. М.Г. Леонов. М.: Наука, 2002. С. 237-267.

5. Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г., Акинин В.В. Минералы платиновой группы в хромититах из дунит-клинопироксенитовой ассоциации хребта Пекульней, Анадырско-Корякский регион // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 368-371.

6. Паланджян С.А., Хаясака Я. Новые данные по раннемезозойскому магматизму Пекульнейско-Золотогорской островодужной системы (крайний Северо-Восток Азии): SHRIMP U-Pb датирование цирконов из плагиогранитов хребта Пекульней // Докл. Академии наук. 2015 (в печати).

7. *Чернышов А.И.* Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 214 с.

8. *Ishiwatari A. et al.* Garnet metagabbro-ultramafic complexes in the Pekulney Range, Northeast Russia // Island Arc. 2007. Vol. 16. P. 1-3.

9. *Nicolas A., Poirier J.P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. New York: Wiley – Interscience, 1976. 444 p.

О.И. Парфенюк¹

Формирование и эволюция коллизионных надвиговых структур в условиях реологически расслоенной литосферы (численное моделирование)

Обширные площади древних щитов – глубоко эродированных складчатых областей Земли – сложены преимущественно (на 70–80 %) гранитоидами, связанными с процессами парциального плавления и метаморфизма в утолщенной при коллизии коре. Глубоко эродированные области коры, характеризующиеся выходами на поверхность пород различной степени метаморфизма вплоть до глубин нижней коры, создают основу для моделирования возможных процессов эволюции верхних оболочек Земли. По глубинным надвигам на поверхность выведены метаморфические комплексы не только верхней, но и нижней континентальной коры: гранулиты, высокометаморфизованные габброиды и ультрабазиты. Структуры с наблюдаемыми на поверхности породами нижней и средней коры найдены практически во всех частях мира: пояс Лимпопо в южной Африке, Лапландский Гранулитовый пояс Балтийского щита, пояс Пиквитоней Северной Манитобы, зона Ивреа в северной Италии, Билляхская и Котуйканская коллизионные зоны Анабарского щита, мас-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

сив Масгрейв в центральной Австралии, южная кромка кратона Дхарвар на юге Индии и др. [1–3].

Общие черты строения надвиговых зон в областях континентальной коллизии – это присутствие пород различной степени метаморфизма, выведенных на поверхность в результате эрозии, приуроченные гравитационные и магнитные аномалии, часто значительное утолщение коры под зоной надвига, неоднородности поля скоростей сейсмических волн, явно выраженная расслоенность и сложное структурное строение. Связано это с тем, что формирование и эволюция земной коры в окрестности разлома, по которому происходит надвиг и поднятие верхнего слоя, принципиально могут быть описаны одним процессом. В ходе коллизии один континентальный блок надвигается на другой; последующие поднятие и эрозия приводят к появлению на поверхности пород с возрастанием степени метаморфизма в направлении вдоль поверхности надвинутого по разлому блока.

На основе разработанных алгоритмов проведено изучение влияния различных параметров на процесс формирования и эволюции внутриконтинентальных орогенов. Модель рассматривает конвергенцию двух относительно легких континентальных плит, одна из которых надвигается на другую, формируя утолщение коры, которое компенсируется вязкими течениями в области нижней коры и верхней мантии.

На глубинах нижней коры и литосферной верхней мантии уравнения движения и неразрывности рассматриваются в приближении ньютоновской реологии для двухслойной несжимаемой жидкости с очень высокой вязкостью. Методом конечных элементов в лагранжевых координатах решена задача о распределении полей скоростей и напряжений:

$$\begin{cases} \boldsymbol{\mu}_i \nabla^2 \mathbf{u} - \nabla P - \boldsymbol{\rho}_i \mathbf{g} = 0 \\ \nabla \mathbf{u} = 0. \end{cases}$$
(1)

Здесь *P* – давление, **u** – вектор скорости, ρ – плотность, μ – эффективная кинематическая вязкость (μ = *const*), **g** – ускорение силы тяжести, ∇ – линейный дифференциальный оператор, $\nabla^2 = \nabla \cdot \nabla$ – оператор Лапласа.

Расчеты тепловой эволюции деформируемой в процессе коллизии области выполнены для трех реологических слоев, включая верхнюю кору (с областью надвига), обогащенную радиоактивными элементами. Уравнение сохранения энергии в обобщенных лагранжевых координатах формулируется с полной производной по времени, содержащей инерционный член:

$$c_i \rho_i \frac{DT}{Dt} = \lambda_i \nabla^2 T + H_i$$

где c – удельная теплоемкость, ρ – плотность, λ – коэффициент теплопроводности, H – скорость генерации тепла. Детальное описание постановки задачи приведено в работах [5,6], граничные условия показаны на рис. 1, основные параметры – в таблице ниже.

Таблица 1. Значения основных параметров для механической и тепловой задачи моделирования эволюции структуры внутрикратонного надвига

	Верхняя	Нижняя	Верхняя
	кора	кора	мантия
	(i = 3)	(i = 1)	(i=2)
Удельная теплоемкость (с, Дж/кг•К)	10 ³	10^{3}	10^{3}
Коэффициент теплопроводности			
(λ, Вт/м•К)	2.5	3	4
Скорость генерации тепла (<i>H</i> , мкВт/м ³)	2.2	1.0	0.08
Плотность (ρ , кг/м ³)	2750	3000	3300
Эффективная вязкость (µ, Па•с)	-	$5 \cdot 10^{20}$ -	10^{22} -
		10 ²²	$5 \cdot 10^{23}$
Мощность слоя $(h, \kappa M)$	20		
Угол падения разлома, α	$15 - 35^{\circ}$	20	80
		—	_

Расчеты показали, что определяющая роль в реализации коллизии по механизму надвига принадлежит основным параметрам тепловой и механической задач: скорости и продолжительности горизонтального сокращения коры (надвига), значениям вязкости нижней коры и литосферной верхней мантии и их контрасту, величине угла ограничивающего надвиг разлома, скорости эрозии поднятых покровов, значениям теплогенерации, теплопроводности и начального распределения температуры.

Скорость надвига и эрозии оказывают существенное влияние на формирование рельефа поверхностного поднятия и слабое влияние на топографию углубления Мохо. Скорость надвига определяет значения напряжений, возникающих в обстановке сжатия при заданных значениях вязкостей слоев. В приближении линейной реологии при постоянной скорости сокращения изменение эффективной вязкости приводит к пропорциональному изменению напряжений, т.е. влияние этого параметра аналогично влиянию скорости надвига: чем выше вязкость, тем больше значения напряжений. Форма и значение отклонения границы Мохо от региональных значений, а также тектонические напряжения, которые вызывают процесс сокращения и надвига, в совокупности с оценками теплового режима области в рассматриваемом интервале геологического



Рис. 1. Геометрия модели деформаций, параметры и граничные условия для механической и тепловой задач: верхняя кора (i = 3) – тонирована, нижняя кора (i = 1) и литосферная верхняя мантия (i = 2). h_1 , h_2 , h_3 – исходные значения мощности нижней коры, литосферной верхней мантии и верхней коры, h_m – величина отклонения нижней границы; d_1 , d_2 , d_3 – мощности нижней коры, литосферной верхней коры в процессе деформаций, u_0 – скорость горизонтального сокращения, α – угол падения разлома, P_i – значения литостатического давления [5]

времени ограничивают возможный диапазон значений вязкости величинами $5 \cdot 10^{20} - 5 \cdot 10^{21}$ Па·с для нижней коры и $10^{22} - 5 \cdot 10^{23}$ Па·с для литосферной верхней мантии. По-видимому, для более холодных регионов можно использовать верхние оценки, для более "горячих" – нижние. Диапазон действующих скоростей сокращения определяется геологически приемлемыми значениями скоростей деформаций и составляет несколько сантиметров в год.

Величина угла падения разлома, вдоль которого происходит надвиг при коллизии континентальной коры, играет определяющую роль в формировании топографии коровых границ и рельефа поверхности, а также в распределении дополнительной нагрузки. Так как условия сохранения корней под надвиговой структурой определяются значениями вязкости литосферной верхней мантии и топографией границы Мохо, то эволюция на постколлизионной стадии зависит и от угла падения разлома [4].

Тепловая структура и деформации литосферы, возникающие в результате изменения строения и утолщения коры, в значительной мере определяют эволюцию областей, испытавших горизонтальное сжатие. Исходное распределение температуры должно быть согласовано со значениями эффективной вязкости слоев, а также с данными по тепловым условиям рассматриваемого геологического времени. В частности, на основании изучения образцов пород, выведенных с разных глубин, можно оценить величину телогенерации и примерные значения теплового потока в различных докембрийских структурах. В результате надвига "холодный" слой оказывается под "горячим" слоем, а под действием дополнительной нагрузки, перераспределяемой в ходе эрозии, возникает гравитационно неустойчивая структура. В этом случае эксгумация метаморфизованных пород – результат процессов денудации и гравитационного поднятия под действием сил плавучести на постколлизионной стадии. Большинство исследователей склоняются в пользу достаточно быстрого подъема при выведении пород к поверхности – скорость 0.5–3 мм/год и продолжительность порядка 10–30 млн лет [6].

Расчеты показали, что влияние процесса перераспределения нагрузки, вызванного денудацией и осадконакоплением, на формирование утолщения коры является слабым. Но при этом происходит перетекание материала в виде конвективных течений с очень малыми, убывающими во времени скоростями (порядка десятых и сотых долей мм/год в зависимости от вязкости, скорости эрозии и топографии границ) после окончания процесса надвига. Уровень эрозии прогрессивно возрастает над разломом до максимальных значений 9 км, что соответствует палеодавлениям примерно 270 МПа [5]. Во фронтальной зоне надвига формируется осадочный бассейн глубиной до 4 км. Процесс перераспределения нагрузки на постколлизионной стадии препятствует размыванию сформировавшихся корней коры и углубления верхней коры, так как увеличивает длину волны границы Мохо [4].

Литература

1. Божко Н.А. Тектоно-термальная переработка – характерный эндогенный режим докембрия // Геотектоника. 1995. № 2. С. 61-74.

2. Перчук Л.Л., Геря Т.В. и др. Метаморфический комплекс Лимпопо, Южная Африка: 2. Режим декомпрессии и остывания гранулитов и пород кратона Каапвааль // Петрология. 1996. Т. 4, № 6. С. 619-648.

3. Barbey P., Convert J., Morean B. et al. Petrogenesis and evolution of an Early Proterozoic collisional orogen: the Granulite Belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Bull. Geol. Soc. Finl. 1984. Vol. 56. P. 161-188.

4. Парфенюк О.И., Марешаль Ж.-К. Численное моделирование термомеханической эволюции структурной зоны Капускейсинг (провинция Сьюпериор Канадского щита) // Физика Земли. 1998. № 10. С. 22-32. 5. Парфенюк О.И. Анализ влияния эрозии коллизионных поднятий на процесс эксгумации глубинных пород (численное моделирование) // Вестник КРАУНЦ. 2014. № 1(23). С. 107-120.

6. Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT – LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. P. 577-587.

<u>Г.А. Петров</u>, Ю.Л. Ронкин, А.В. Маслов¹

Признаки гренвильской орогении в рифейских толщах Ишеримского антиклинория (Северный Урал)

Метаморфические и магматические комплексы, складчатость и системы разрывных нарушений, сформировавшиеся в течение Гренвильской (Дальсландской, Свеконорвежской, Ирумидийской, Сатпурской) орогении, широко проявлены на границах досреднерифейских тектонических плит, входивших в состав суперконтинента Родинии [10 и др.]. В рамках Гренвильской орогенической эпохи на Североамериканском континенте часто выделяют две (Эльзевирская, 1350-1220 млн лет и Оттавская, 1200-1000 млн лет) или три орогенические фазы (Шавиниганская, 1190-1140 млн лет, Оттавская, 1080-1020 млн лет и Риголетская, 1000-980 млн лет) [5, 10], соответствующие импульсам процессов аккреции и коллизии. На северо-западе Скандинавского полуострова описаны четыре орогенические фазы – Арендал (1140–1080 млн лет), Адгер (1050-980 млн лет), Фалькенберг (980-970 млн лет) и Далан (970-900 млн лет) [9]. Исследование влияния гренвильских тектонических событий на литологические и геохимические особенности средне- и позднерифейских осадочных последовательностей Башкирского антиклинория Южного Урала, Камско-Бельского авлакогена Восточно-Европейской платформы и Учуро-Майского района Сибирской платформы, показали отсутствие заметных признаков такового в перечисленных регионах [5].

При изучении и геологическом картировании территории Ишеримского антиклинория на Северном Урале, нами исследован Белокаменский метаморфический комплекс (названный по горе Белый Камень в истоках р. Кутим), в состав которого входят гранат-ставролит-дистен-

¹ Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

слюдисто-кварцевые кристаллические сланцы, иногда содержащие хлоритоид и плагиоклаз [6]. Первоначально мы «привязали» образование упомянутых кристаллических сланцев к одному из этапов аккреции Тагильского палеоостроводужного мегаблока к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента в палеозойское время. Последующие исследования Белокаменского комплекса в его северной части (бассейн pp. Граничная и Правая Рассоха) показали, что метаморфическое событие, сформировавшее кристаллические сланцы, имело место значительно раньше, в начале позднего рифея.

Входящие в состав комплекса метаморфические породы представлены преимущественно метапелитами муравьинской (65 %) и мраморами (35%) мойвинской свит. Среднерифейский возраст пород мойвинской свиты устанавливается на основании находок строматолитов *Conophyton cylindricus* Masl., *Jacutophyton sp., Baicalia sp.* в слабо измененных известняках.

Нами детально исследованы метапелиты, наиболее информативные для изучения метаморфизма. Они представлены серыми, буроватосерыми и темно-серыми неравнозернистыми сланцами, состоящими из мелкозернистой сланцеватой основной массы, сложенной белыми слюдами, биотитом, кварцем, хлоритоидом, хлоритом, альбитом, иногда с графитом и (или) гематитом. В этой массе развиты порфиробласты граната, ставролита, дистена, хлоритоида. Выделяются следующие минеральные парагенезисы: Q+Chld+St+Mu+Gr, Bt+Q+Pl+St+Gr+Chld, Bt+ Q+ Pl+ St+ Gr+Ky, Ca+Mu+Ky. Обычно порфиробласты имеют ситовидное строение и включают многочисленные мелкие зерна минералов основной массы (чаще всего кварца), но распространены и плотные гомогенные кристаллы. Размер порфиробластов от n × 1 мм до 5-10 см (в районе устья р. Граничная найдены кристаллы ставролита до 20-30 см), ориентировка призматических кристаллов иногда слабо подчинена сланцеватости и метаморфической полосчатости. Среди метапелитов отмечены разности, содержащие только порфиробласты хлоритоида и граната; граната и ставролита; ставролита, граната, дистена и хлоритоида или одного граната. Наблюдается также переслаивание пород, содержащих ставролит и дистен, и сланцев гранат-мусковит-кварцевого состава, в которых высокоглинозёмистые минералы не фиксируются.

Карбонатные, тонкотерригенные породы и метабазальты среднего и верхнего рифея, окружающие блоки метаморфических пород и граничащие с ними по разломам, метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Главными парагенезисами в метапелитах являются Mu+Chl+Q+Chld, Ca+Mu+Q+Chl, в метабазитах – Pl+Ep+Act, Pl+Chl+Ca, иногда присутствует стильпномелан.

Характерный состав парагенезисов регионального метаморфизма метапелитов, включающий ставролит, гранат, хлоритоид, плагиоклаз, белые слюды, биотит и дистен, позволяет оценить Р-Т параметры метаморфизма. Так, по схеме субфаций и фациальных серий, предложенной В.А. Глебовицким [2], поле устойчивости данного парагенезиса располагается между значениями температуры 520-680 °C, давление - 4,5-8,5 кбар. Н.Л. Добрецов с соавторами [8] указывают на приуроченность парагенезиса Bt+Kv+Chld±Gr к зонам особо повышенных давлений; условия формирования таких пород сопоставимы с Р-Т параметрами образования гранат-глаукофановых амфиболитов. Р.Х. Вернон [1] ограничивает нижний предел устойчивости парагенезиса дистен+ставролит+биотит+кварц температурой 530 °С и давлением 4,7 кбар. По С.П. Кориковскому [3] вышеуказанные парагенезисы метапелитов относятся к фациальной серии дистен-силлиманитового типа и отвечают широкому диапазону Р-Т условий: от ставролит-хлоритоидной и ставролитхлоритовой субфаций до нижней ступени кианит-биотит-ставролитовой субфации ставролитовой фации.

Породообразующие минералы южной части Белокаменского блока (район верховьев р. Кутим) проанализированы О.С. Хмельниковой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) на микрозонде Camebax-Micro [6], минералы северной части блока (лист Р-40-XXX) изучены на приборе SX-100 (В.В. Хиллер и Д.В. Замятин, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

Исследованные гранаты имеют ярко выраженную прогрессивную зональность, соответствующую увеличению содержаний Mg и снижению – Са и Mn от центра к краям кристаллов; на регрессивной стадии метаморфизма гранаты замещаются хлоритом, ставролит – хлоритоидом и мусковитом, кианит – мусковитом. Светлые слюды представлены преимущественно фенгитами, реже парагонитами и мусковитами.

После предварительной обработки 250 микрозондовых анализов с использованием геотермометров и геобарометров, включённых в программу ТРF, выяснено, что кристаллические сланцы, состоящие из кианита, ставролита, граната, биотита, мусковита, кварца, плагиоклаза, хлоритоида, ильменита и хлорита, образовались в результате зонального метаморфизма дистен-силлиманитового (барроусского) типа, достигавшего пиковых значений T = 600–650 °C и P = 9–10 кбар (в гранатдистен-плагиоклаз-слюдисто-кварцевых парагенезисах, не содержащих ставролита и хлоритоида).

По фракциям ставролита, биотита, граната, мусковита и кварца, отобранным из кристаллического сланца из района устья р. Граничная, и породе в целом, получена Sm-Nd изохрона 973±49 млн. лет (MSWD=1,9). Указанная датировка весьма близка времени проявления орогенической фазы Фалькенберг Свеконорвежского пояса [9]. Сходные результаты (~970 млн. лет) были получены И.И. Лихановым и В.В. Ревердатто [4] при датировании Тейского метаморфического ореола Енисейского кряжа; коллизионные метаморфические события с возрастами 900–1000 млн. лет задокументированы в пределах Таримской, Восточно-Антарктической, Южно-Китайской, Индийской и Австралийской плит, известны они на северо-западной (в современных координатах) окраине Балтики, в Лаврентии, Конго и Амазонии [10]. Поскольку Ишеримский блок был аккретирован к окраине Балтики в позднем венде–раннем кембрии [7], пока остаётся неясным, частью какой из более крупных плит он был в рифейское время; это предмет дальнейших исследований, тем не менее величины $\varepsilon_{Nd}(t) = -10,3$ и $T_{DM} = 2262$ млн лет накладывают вполне определенные ограничения на интерпретации состава и возраста субстрата и источников сноса для изученных метапелитов.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке проекта 12-И-5-2022.

Литература

1. *Вернон Р.Х.* Метаморфические процессы, реакции и развитие микроструктуры. М.: Недра, 1980. 227 с.

2. *Глебовицкий В.А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.

3. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.

4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Р-Т-т эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. № 3. С. 385–416.

5. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Ронкин Ю.Л. К вопросу о вкладе Гренвильских событий в формирование наиболее полных осадочных последовательностей рифея Северной Евразии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 46–61.

6. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Попов Н.В., Тристан Н.И., Козлов П.С. Два этапа высокобарического метаморфизма в зоне Главного Уральского разлома на Северном Урале // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 54–57.

7. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И., Гердес, А., Маслов А.В. Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на Северном Урале // ДАН. 2014. Т. 459. № 6. В печати.

8. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Недра, 1974. 328 с.
9. *Bingen B.* A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, Fennoscandia, and the Sveconorwegian-Grenville correlation // EUG-2008. HPP-04 From Rodinia to Nuna and beyond: Precambrian supercontinent reconstructions delving deeper in time - Part 1. CD-ROM.

10. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Prec. Res. 2008. V. 160. P. 179–210.

<u>А.А. Киреев^{1,2}</u>, А.Л. Пискарев^{1,2}, В.А. Савин¹, О.Е. Смирнов¹

Этапы эволюции потенциально нефтеносного Северо-Баренцевского бассейна

В ходе работы по уточнению прогноза нефтегазового потенциала Северо-Баренцевского шельфа скомпилированы и обновлены базы аномалий потенциальных полей изучаемой области, проанализированы и местами откорректированы структурные карты сейсмических горизонтов, рассчитано положение источников аномалий потенциальных полей, рассчитаны и построены 3D модели земной коры (плотностная и магнитная).

Структурно-тектоническая схема (рис. 1) составлена на основе анализа всех вновь полученных геолого-геофизических материалов. Обозначенные на схеме зоны нарастания мощности осадков в различных временных интервалах дают представление об эволюции осадконакопления в регионе.

Зоны нарастания мощности осадков в интервале III2 – Ia (D – C1) проведены примерно по изопахите 4 км. Осадочный бассейн соответствующего возраста находится в восточной части изученной области в пределах Адмиралтейского поднятия. Зоны нарастания мощности осадков в интервале Ia – A (C2 – P1), проведенные примерно по изопахите 2 км, обозначают область образования уже собственно Северо-Баренцевского бассейна.

¹ ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Россия



Рис. 1. Структурно-тектоническая схема осадочного чехла и фундамента Северо-Баренцевского шельфа:

1-6 – зоны нарастания мощности осадков: 1 – в интервале Гн – дно (Кпс – Q). Проведены примерно по по изопахитам 1,2 и 0,6 км, 2 – в интервале В – Гн (J3 – Кпс). Проведены примерно по изопахитам 0,8 и 0,4 км, 3 – в интервале Б – В (T – J1). Проведены примерно по изопахите 0,6 км, 4 – в интервале А – Б (P2 – T1). Проведены примерно по изопахите 0,6 км, 4 – в интервале А – Б (P2 – T1). Проведены примерно по изопахитам 4,8 и 2,8 (тонкая линия) км, 5 – в интервале Ia – А (C2 – P1). Проведены примерно по изопахите 2 км, 6 – в интервале III2 – Ia (D – C1). Проведены примерно изопахите 4 км; 7-9 – Дизьюнктивные зоны: 7 – Глубинная шовная зона сочленения мезозойского и палеозойского осадочных бассейнов, 8 – Контактные зоны разнородных блоков кристаллического фундамента, 9 – Протяженные зоны разрывных дислокаций в осадочном чехле и верхней коре (тонкие линии соответствуют дислокациям более низкого ранга)

Зоны нарастания мощности осадков в интервале A – Б (P2 – T1) проведены примерно по изопахитам 4,8 и 2,8 км. Этот временной интервал характеризуется самым мощным осадконакоплением в пределах всей Северо-Баренцевской впадины. В пределах всей впадины залегает и вышележащая толща осадков в интервале Б – В (T – J1) (зоны проведены примерно по изопахите 0,6 км). Выше залегает маломощная толща, ограниченная зонами нарастания мощности осадков в интервале В – Гн (J3 – Knc), которые проведены примерно по изопахитам 0,8 и 0,4 км. Существенное осадконакопление этой толщи отмечается только в юго-западной части изученной площади.

Наконец, верхняя толща, ограничена на схеме зонами нарастания мощности осадков в интервале Гн – дно (Кпс – Q), проведенными примерно по изопахитам 1,2 и 0,6 км. Ареал развития толщи распадается на три неглубоких впадины, расположенных в восточной части Северо-Баренцевского бассейна, вблизи границы с Адмиралтейским поднятием.

На схеме обозначены контактные зоны разнородных блоков кристаллического фундамента и протяженные зоны разрывных дислокаций в осадочном чехле и верхней коре, расположение которых подтверждается совокупностью изученных геофизических материалов. Среди дизьюнктивных зон региона наиболее важное геологическое и прогнознопоисковое значение имеет глубинная шовная зона сочленения мезозойского и палеозойского осадочных бассейнов в восточной части изученной площади [1]. Ширина отрицательной магнитной аномалии, характерной для этой шовной зоны, составляет 30-50 км. Ввиду особого тектонического значения проходящей вдоль аномалии шовной зоны, для ее изучения нами была рассчитана магнитная модель земной коры этой части региона.

Магнитная 3D модель включает 3 профиля длиной по 385 км и глубиной 20 км. Разрезы пересекают зону минимума аномального магнитного поля, простирающуюся вдоль Адмиралтейского поднятия. В основе модели осадочной части разреза лежат сейсмические данные. Для моделирования структуры осадочного чехла были выбраны сейсмические несогласия: III2, Ia, A, Б, В, Гн (рис. 2).

На всех трех пересечениях аномалия подобрана блоком пород пониженной намагниченности в кристаллическом фундаменте, поверхность которого под аномалией находится на глубине 12-14 км. Асимметрия аномалии объясняется наклоном границ блока с аномально низкой намагниченностью по направлению на восток. При этом угол наклона составляет порядка 10-15°.

К западу от аномальной зоны расчетная эффективная намагниченность фундамента составляет 1,9 А/м, что характерно для многих кристаллических пород среднего и основного состава. К востоку (в самой зоне намагниченность фундамента составляет 1,2 А/м), намагниченность образований фундамента резко возрастает до 3,6 А/м. Такие значения намагниченности характерны для базальтов и долеритов, а также для многих метаморфических пород основного и ультраосновного состава.



Рис. 2. Разрез 3D магнитной модели земной коры восточного борта Северо-Баренцевской впадины

AVO анализ выделенных по сейсмическим данным «ярких пятен» дал возможность получить заключение о возможных резервуарах УВ и подразделить их на газонасыщенные и нефте-газонасыщенные. Участки, рекомендуемые для постановки дальнейших геологоразведочных работ с целью поисков месторождений нефти расположены вдоль восточного борта Северо-Баренцевской впадины. Здесь же отмечены и многочисленные аномалии в сейсмических записях типа «ярких пятен».

Литература

1. *Piskarev A.L., Shkatov M. Yu.* Energy Potential of the Russian Arctic Seas: Choice of the Development Strategy // Developments in Petroleum Sci. Vol. 58. Amsterdam: Elsevier,

О возможности привлечения данных по изменению нормального хода роста растительности для оценки возраста современных движений Онежской структуры Балтийского щита

Факт, что современные движения земной коры прямо или опосредованно оказывают влияние на рост растительного покрова, представляется неоспоримым. Вследствие этого открывается возможность решения обратной задачи: уточнения возраста современных движений по изменению нормального хода растительности в пределах охваченных этими движениями геологических структур.

Уменьшение нагрузки ледяного покрова на территории Балтийского щита (БЩ) ВЕП сопровождалось проявлением движений различной направленности. При этом наибольшее поднятие испытала центральная часть БЩ, где расчетная величина положительных движений достигает 800 м [12]. Онежская палеопротерозойская структура (ОС) БЩ [8] располагается в юго-восточной части этого поднятия, в области Большой флексуры А.А. Полканова [9], опоясывающей БЩ. Возраст и величина современных постледниковых движений в ее пределах, а также влияние геологической структуры фундамента на реализацию этих движений оценивается исследователями по-разному [2–7, 11–12 и др.]. На известных схемах современных движений изолинии поднятия БЩ отображаются либо в линейно [12], что подразумевает незначительную (пассивную) роль структуры фундамента, либо имеют более сложную форму [4], учитывающую активную роль структуры фундамента в распределении новейших движений.

Для выявления потенциальных объектов с ярко выраженным проявлением современных движений проведен морфометрический анализ рельефа ОС (рис. 1А) и тематические полевые исследования. В частности, для структур, характеризующихся положительной динамикой движений, выраженных в рельефе в форме возвышенностей, установлено высокое положение древних береговых линий и низких уровней стояния воды современных озерных котловин (западная часть ОС). Для структур с преобладающей отрицательной динамикой движений, выраженных в

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Геологический факультет МГУ им.М.В. Ломоносова, Москва, Россия



Рис. 1. А – схема морфометрии Онежской структуры. Заливкой и толстыми сплошными линиями показаны основные базисные поверхности, пунктирными линиями – их генерализованные контуры. Тонкими сплошными линиями показаны контуры озер и речные системы. Звездами показано нахождение упомянутых в тексте объектов. Б – схема изгиба древесного ствола у древней береговой линии оз. Сундозеро. Пояснения в тексте. В – схема формирования нарушения сплошности древесного ствола. Пояснения в тексте

рельефе в виде удлиненных и изометричных впадин, установлен подтопленный характер береговых линий (центральная часть OC). Для областей развития активизированных разрывных нарушений, развитых в различных частях OC характерны: а) подчеркнуто-линейная выраженность в рельефе озерных котловин, протяженных гряд; б) спрямленные участки речных долин с аномальным уклоном; в) уступы с линейными крутопадающими поверхностями, разделяющими области со значительным перепадом высот, сопровождающихся обвально-оползневыми комплексами с зияющими трещинами без признаков цементации ледниковым материалом; в) зоны дробления пород фундамента; г) нарушения отполированных ледником эрозионных поверхностей.

При очевидном постледниковом характере движений, наблюдения за изменениями нормального хода роста деревьев (который в пределах активизированных структур часто оказывается нарушенным), позволяют уточнить возраст вызвавших их движений.

Изгиб стволов. На профиле искривленных стволов (Рис. 1Б) обычно выделяется изогнутая, более толстая (нижняя) и более тонкая – прямая, верхняя часть. Область перегиба в основании прямого отрезка профиля стволов является реперной точкой, после которой рост деревьев происходил прямо вверх в нормальных условиях. Сопоставляя диаметр нижней изогнутой части стволов с диаметром поздних прямых участков, представляется возможным вычислить время завершения неблагоприятных, связанных со временем проявления движений, и возобновления нормальных условий роста.

Так, на западном борту Онежской структуры, в р-не оз. Сундозеро, древняя береговая линия представляет собой уступ, высотой около 1,5 м, вдоль которого протягивается полоса окатанных валунов и ориентированных перпендикулярно уступу древесных стволов плавника. Расстояние до современной береговой линии озера составляет 125 м, при этом спад уровня водной поверхности озера составляет около 2 м. Непосредственно вблизи уступа нормальный ход растительности изменен вследствие подмыва почвы волновым воздействием – здесь развиты сосны, ели, березы с изогнутыми стволами. Эти деформации стволов отвечают возрасту начала отступания береговой линии (рассчитанный по мутовкам сосен и таблицам [1, 10]) 15–40 лет назад.

В центральной части Онежской структуры, в p-не оз.Сев.Чапозеро, установлено, что берега имеют подтопленный характер с глубиной от зеркала озера до корней затопленных берез составляет не менее метра. Волновое воздействие оказывает разрушительное влияние на рост береговой растительности – фиксируется подмыв и наклон древесных стволов к озеру, что со временем приведет либо к их изгибу, как в районе оз.Сундозеро, либо к полному выкорчевыванию.

Нарушения сплошности стволов. Для хвойных деревьев, стволы которых подверглись воздействию продуктами разрушения обрывистых склонов (рис. 1В), установлены нарушения целостности стволов с характерными смолистыми выделениями на травмированных участках. Если травмирующий компонент остался на месте, а дерево продолжает свой рост, характерны явления обволакивания травмирующего индентора древесной тканью. При этом возраст движений, инициирующих воздействие на ствол, соответствует количеству годовых колец на расстоянии от центра ствола до индентора.

Наблюдения в разных участках ОС показывают, что на основании нарушения сплошности стволов можно оценить время проявления движений в интервале от первых лет до 200 лет.

Таким образом, наблюдения за изменением нормальных условий роста растительности могут быть использованы для уточнения времени проявления современных движений в пределах активизированных геологических структур Балтийского щита. Однако, для более точной количественной оценки возраста движений необходимы статистические наблюдения с привлечением дополнительных методик, которые позволят уменьшить вероятность погрешности вследствие обрушения локальных участков обрывистых склонов, проявляющихся при нормальном течении хода гравитационных процессов.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН №10 и гранта РФФИ № 14-05-00149.

Литература

1. Ваганов Е.А., Терсков И.А. Анализ роста дерева по структуре годичных колец. Новосибирск: Наука. Сиб. Отделение, 1977. 93 с.

2. Великий Андомский водораздел / Под ред. В.С. Куликова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 60 с.

3. Демидов И.Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2006. Вып. 9. С. 171-182.

4. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы / Под ред. Ю.А.Мещерякова. М-б 1:10 млн. М.: ГУГК, 1973.

5. Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 150-191.

6. *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 239 с.

7. Новейшие и современные движения земной коры восточной части Балтийского щита / Под ред. Г.С. Бискэ. Петрозаводск, 1974. 61 с.

8. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

9. Полканов А.А. Геология хогландия – иотния Балтийского щита // Труды лаборатории геологии докембрия. Вып 6. М.; Л., 1956. 122 с.

10. Таблицы и модели хода роста и продуктивности насаждений основных лесообразующих пород Северной Евразии. Нормативно-справочные материалы. М., 2006. 803 с.

11. Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. Л., 1972. 131 с.

12. *Morner N.-A.* The Fennoscandian uplift: geological data and their geodynamical implication // Earth Rheology, Isostasy and Eustasy. 1980. P. 251-284.

<u>В.И. Попков¹</u>, О.Ю. Крицкая¹, А.А. Остапенко¹, И.Е. Дементьева¹, О.Н. Быхалова²

Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа

Южный склон Северо-Западного Кавказа и прилегающая акватория Черного моря характеризуется высокой сейсмической активностью. Одним из наиболее активных участков является участок Черноморского побережья между Анапой и Новороссийском. Здесь же сосредоточены уникальные для Черноморского побережья Кавказа крупные обвальнооползневые структуры, которые по ряду характерных признаков можно отнести к сейсмогравитационным деформациям.

Несмотря на масштабность этого явления, изучены деформации недостаточно. Нет единства среди исследователей во взглядах не только о количестве деформаций, их границах, но и о генезисе и условиях образования. При этом диапазон мнений достаточно широк: одни авторы считают их сейсмотектоническими, другие – сугубо гравитационными [1-6 и др.].

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

² Государственный природный заповедник «Утриш», Анапа, Россия



Рис. 1. Схема сейсмогравитационных деформаций южного склона Северо-Западного Кавказа.

1 – населенные пункты; 2 – водоразделы и абсолютные отметки высот; 3 – береговая линия и тальвеги ущелий; 4 – наиболее крупные сейсмогравитационные деформации

Проведенные нами в 2014 г. полевые исследования, а также дешифрирование космических снимков позволили составить детальную карту сейсмогравитационных деформаций южного склона Северо-Западного Кавказа, существенно уточнить их морфометрические параметры, изучить характер слагающих данные образования отложений, а также провести типизацию структур и наметить последовательность их образования. Основные результаты следующие.

Установлено, что максимальной сейсмотектонической переработке южный склон Северо-Западного Кавказа подвергся на участке Черноморского побережья между устьем р. Сукко и междуречьем р. Дюрсо и р. Озерейка (рис. 1, 2). Протяженность его 23 км. Этот участок склона подвергся тотальной сейсмотектонической переработке, практически не оставившей здесь «живого места». Сейсмогравитационные деформации



Рис. 2. Сейсмогравитационные деформации в районе Базовой щели. Хорошо видны разноуровневные оползневые тела, а в правой части рис. на осыпном склоне – подвисшие блоки коренных пород

достаточно четко выделяются в рельефе и на космоснимках. В верхней части склона расположены оползневые цирки, стенки отрыва и рвы отседания, в настоящее время уже в той или иной степени переработанные экзогенными процессами.

Намечается два главных типа деформаций, определяющих морфорструктурный облик описываемой территории. Первый тип представляет собой сложнопостроенные сейсмогравитационные потоки полностью дезинтегрированных коренных горных пород (палеогеновый флиш). Состоят они из отдельных разноразмерных оползневых тел, усложняющих их строение и отражающих, возможно, многоэтапность процесса образования. Сложены они песчано-глинисто-щебенистым материалом, представляющим собой своеобразный матрикс, в который включены совершенно не окатанные обломки и глыбы песчаника и алевролита, а также блоки коренных пород, сохранивших свою исходную слоистую структуру. Размеры последних колеблются от первых до нескольких десятков метров. Языки оползневых тел, подходящих к береговой линии, легко разрушаются волнами, тонкообломочный материал уносится в море, а на пляже остаются остроугольные глыбы.

Для обвально-оползневых тел характерен типичный для таких образований бугристый рельеф, отчетливо читающийся на космоснимках. Хорошо индицирует эти структуры и эрозионная сеть. Более древние и проработанные эрозионные долины коренных склонов резко срезаются границами отрыва и в пределах оползневых тел они отсутствует. Здесь может иметь место своя сеть небольших слабо выраженных более молодых временных водотоков.

Выделяется три крупных сейсмогравитационных потока: Утришский, Малый Утришский и заключенный между ними Лагунный (на рис. 1 № 1, 4 и 3 соответственно). Причем самым крупным принято считать древний оползень в районе м. Утриш. Изучение прибрежных батиметрических карт показало, что значительная часть оползневых тел располагается в море, формируя крупные веерообразно-мозаичные подводные формы рельефа на продолжении обоих Утришских мысов, прослеживающиеся до глубины 50 м. Амплитуда высот у всех обвально-оползневых структур примерно одинаковая – около 500 м (включая подводную часть). При этом наиболее крупным оказался Мало-Утришский оползень. Его длина (включая подводную часть) – 5,1 км при максимальной ширине 3,6 км.

Размеры Утришского оползня: длина – 3,3 км, ширина – 3,1 км. В верхней половине оползня располагается живописная стенка сейсмогенного отрыва высотой около 100-120 м (включая нижнюю коллювиальную часть склона). Между ней и отсевшим к югу блоком располагается ров шириной в 100 м. Эту стенку принято считать северной границей оползня. Однако, полевые наблюдения и материалы космофотосъемки показали, что и выше стенки отрыва поверхность склона также имеет типичный оползневой рельеф. Здесь отмечается обширное понижение с бугристой поверхностью и отдельными отторженцами, отделившимися от основного склона по более древней линии отрыва, располагающейся выше по склону. Все это свидетельствуют о более молодом времени образования нижнего отрыва, рассекшего основной оползень. Прослеживается данный отрыв как к северо-западу, так и юго-востоку от Утришского оползня примерно от меридиана п. Варваровка до Лобановской щели, осложняя на всем протяжении более ранние сейсмодеформации. Его образование, несомненно, связано с более поздними крупными сейсмическими событиями.

Между сейсмогравитационными Утришскими структурами в районе так называемых лагун расположен еще один оползень. Его ширина 3,3 км, длина – 3,5 км. В пределах суши он отличается также хорошо выраженным бугристым рельефом. Слагающие его более мелкие оползневые тела в виде языков вдаются в море. Между ними образуются заливы, отделенные в настоящее время от моря пересыпями, что приводит к формированию лагун и озер. Морфология подводной части оползня иная, чем у Утришских. Поверхность дна здесь практически плоская и не дифференцированная. Возможно, что этот оползень более древний и здесь успело «поработать» море, или же это обусловлено вещественным составом отложений, либо другими причинами. Аналогичное строение имеет и морское продолжение более восточных оползней (см. рис. 1).

Между этими интенсивно переработанными участками склона Северо-Западного Кавказа располагаются относительно слабо нарушенные блоки с иной морфоструктурой. Склоны гор и слагающие их флишевые отложения палеогена, хотя и подверглись серьезной сейсмической переработке, но это не привело к таким разрушениям коренных пород, как в вышеописанных деформациях. В результате здесь широко представлены деформации в виде отседания склонов гор с образованием обратных поверхностных наклонов, обвальные, оползне-обвальные, оползневые смещения, каменные осыпи. В береговых склонах и обрывах можно наблюдать небольшие подвисшие скальные оползни соскальзывания.

Строение оползших блоков, сложенных палеогеновым флишем, можно наблюдать в отвесных береговых обрывах. Залегание пород здесь практически не отличается от обычного и если не знать, что мы имеем дело с крупным оползневым блоком, можно принять за коренное. Характерной особенностью является высокая трещиноватость пород. Трещины молодые, близвертикальные, расположенные вдоль азимута смещения блока. Часто по ним происходит выкалывание пород в обрыве с образованием небольших ниш. Вдоль обрывов развиты осыпи и обвалы, в том числе совсем свежие. Размеры глыб могут достигать первых метров. Пляж на таких участках сложен крупной галькой и валунами.

В береговых обнажениях виден контакт таких блоков с оползнями первого типа. Контакт резкий без видимых переходов.

Таким образом, полученные результаты позволяют расширить наши представления о строении и геодинамике зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Черноморской впадины, развитии здесь опасных геологических процессов. Особенно актуальным исследование сейсмогравитационных деформаций является в рамках оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений для данной территории. Возможной причиной столь высокой современной геодинамической активности региона может быть поддвиг (псевдосубдукция) вала Шатского под складчато-орогенные сооружения Кавказа. Вероятность последнего отмечалась в публикациях ряда исследователей, в том числе и в наших работах [7, 8 и др.].

Работа выполнена при поддержке РФФИ и администрации Краснодарского края (грант 13-05-96507 р юг а).

Литература

1. Летавин А.И., Перерва В.М. Разрывная тектоника и перспективы нефтегазоносности краевой зоны Северо-Западного Кавказа. М.: Наука, 1987. 88 с.

2. Несмеянов С.А., Шмидт Г.А., Щеглов А.П. Морфоструктурное положение сейсмодислокаций южного склона Западного Кавказа // Геоморфология. 1987. № 3. С. 74-78.

3. Островский А.Б. Палеосейсмотектонические дислокации на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа в связи с оценкой современной сейсмичности этой территории // Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970. С. 46-58.

4. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 187 с.

5. *Хромовских В.С., Никонов А.А.* По следам сильных землетрясений. М., Наука, 1984. 144 с.

6. Щеглов А.П. К вопросу о возрасте палеосейсмодислокаций Черноморского побережья Кавказа // Сообщения АН ГССР. 1983. №3. С. 549-551.

7. Попков В.И. Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Доклады РАН. 2006. Т. 411. № 2. С. 223-225.

8. Попков В.И. Структурная геология зоны сочленения Черноморской впадины и Кавказа // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. 2010. С. 21-28.

И.В. Попков¹

Строение Псебепско-Гойтхского антиклинория и Собербаш-Гунайского синклинория Северо-Западного Кавказа по данным сейсморазведки

Для решения вопросов структурной геологии сложно построенных горно-складчатых сооружений, к каковым относится и Северо-Западный Кавказ, необходимо максимально использовать весь имеющийся геолого-геофизический материал. Учитывая плохую обнаженность многих регионов Северо-Западного Кавказа, известные поверхностные геологические построения могут содержать в себе определенные погрешности. Нередки случаи взаимоисключающей трактовки одних и тех же геологических структур, доступных непосредственному наблюдению в обна-

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

жениях. В этих условиях особую ценность приобретают материалы сейсморазведки, дающие достаточно объективную информацию о глубинном строении региона.

С целью изучения структурных особенностей исследуемой территории были проанализированы сейсмические материалы различных лет, начиная с 70-х годов, вплоть до полученных в последние годы, заслуживающие, естественно, наибольшего внимания (профили 130520 и 130521).

Сейсмический профиль 130520 (западный) длиной 31.0 км расположен по меридиану г. Новороссийска в 30 км к северу от него и пересекает структуры Красногорскую, Гладковскую и Кеслеровскую. Сейсмический профиль 130521 длиной 34.0 км такой же ориентации, как и 130520, начинается от меридиана г. Крымска в 10 км к югу от него и пересекает структуры Неберджаевскую, далее проходит через площади Шептальскую, Украинскую и Абино-Украинскую площади. Оба профиля в северной своей части уходят в Западно-Кубанский прогиб. На их основе были составлены сейсмогеологические разрезы с использованием методических приемов построения сбалансированных разрезов.

Западный сейсмический профиль, пересекает Псебепско-Гойтхский антиклинорий и Собербаш-Гунайский синклинорий, уходя на север в пределы Западно-Кубанского прогиба, а на юге – Новороссийско-Лазаревского синклинория Северо-Западного Кавказа и достаточно наглядно освещает структурные особенности первых двух тектонических элементов и характер их сопряжения со смежными депрессионными зонами.

Псебепско-Гойтхский антиклинорий с юга и севера ограничен надвигами, плоскости которых наклонены навстречу друг другу. Южный надвиг называется Безепским, на данном участке проходит вдоль южного крыла Псебепской антиклинали. К фронтальной части надвига приурочены и другие высокоамплитудные асимметричные антиклинали (Шумайская, Первомайская и др.). Северная граница Псебепско-Гойтхского антиклинория проходит по линии структур Верхне-Чекупская, Гладковская, Даманская и др. Здесь наблюдается уже обратная вергентность складок: их оси наклонены к северу, а плоскости контролирующих их надвигов – к югу. Данная закономерность хорошо видна на участке профиля, пересекающем Гладковскую антиклиналь.

Северная вергентность складчатости наблюдается и в пределах Собербаш-Гунайского синклинория, который, также как и Псебепско-Гойтхский антиклинорий, нарезан на ряд тектонических чешуй, вытянутых в плане в виде полос субширотного простирания. Плоскости надвигов наклонены к югу, а к их фронтальным частям приурочены антиклинали с оборванными разрывами северными крыльями. Северной границей Собербаш-Гунайского синклинория служит региональный Ахтырский надвиг, к фронтальной части которого в данном сечении приурочена Кеслеровская антиклиналь. Надвиг здесь представлен чешуйчатым веером, образованным более мелкими надвигами, поверхности которых с глубиной быстро выполаживаются к югу, в сторону складчатых сооружений Кавказа. Наличие надвигов подтверждается и глубоким бурением, выявившим случаи надвигания древних пород на более молодые. Кеслеровская антиклиналь, как и другие принадвиговые антиклинали, имеет короткое принадвиговое крыло, характеризуется высокой амплитудой, имеет линейную форму.

К северу от фронта Ахтырского надвига отражающие горизонты имеют слабонаклонное залегание с падением к северу. Характер поведения отражающих горизонтов, приуроченных к низам майкопа, палеоцена, эоцена и меловым отложениям, позволяет говорить об их продолжении под фронт Ахтырского надвига при слабой дислоцированности толщ. Ухудшение качества сейсмического материала в этой части разреза может являться следствием их залегания под достаточно интенсивно дислоцированными вышележащими отложениями, послужившими своего рода «экраном».

Таким образом, строение региона, что хорошо видно на сейсмогеологических разрезах, свидетельствует о транспортировке масс горных пород в северном направлении под воздействием горизонтального сжатия. Не противоречат этому и структурные особенности южной части Псебепско-Гойтхского антиклинория и прилегающей территории Новороссийско-Лазаревского синклинория, где наблюдается южная вергентность складок, а плоскости разрывов падают к северу. Подобное явление достаточно характерно для центральных частей складчатых орогенных зон.

Необходимо также отметить, что полученные сейсмические результаты не позволяют расшифровать внутреннюю структуру нижнемеловых отложений и более глубоких горизонтов. Не удается установить и положение главного «базального» надвига-детачмента.

Аналогичный чешуйчато-надвиговый характер дислокаций отчетливо прослеживается и на более восточном 21 профиле. Здесь наблюдается закономерное надвигание аллохтонных пластин в северном направлении. Морфологические особенности надвигов и сопутствующих им пликативных дислокаций сохраняются такими же, как и на предыдущем участке.

Наибольшей тектонической напряженностью отличается зона сочленения складчато-надвиговых дислокаций Кавказа с Западно-Кубанским прогибом. Здесь наблюдаются наиболее высокоамплитудные смещения по надвигам, образующим, как и в Кеслеровском районе, серию веерообразных тектонических чешуй, последовательно надвинутых одна на другую в северном направлении (так называемый «эффект черепицы»).

Характер сочленения с Западно-Кубанским прогибом аналогичен описанному выше. Поведение отражающих горизонтов в низах палеогена и верхах мелового разреза на данном профиле также наглядно свидетельствует об их продолжении к югу под фронтальную часть Ахтырского надвига.

Как и в первом случае, на временном разрезе не удалось получить надежную информацию о структуре доверхнемеловых отложений. В южной части профиля качество материала ниже, трассирование отражений и их стратификация затруднены, а построения схематичны. В правой части разреза видно отчетливое чешуйчатое строение зоны Ахтырского надвига и надвигание Северо-Западного Кавказа на Западно-Кубанский передовой прогиб.

Приведенные выше сведения о тектонике Северо-Западного Кавказа, позволяют с достаточной уверенностью высказывать предположения о том, какого типа структуры-ловушки УВ здесь могут быть развиты. Основным типом структур, как было показано выше, являются надвиги, с которыми генетически связаны складчатые дислокации. Поверхности надвигов в плане могут быть ровными или плавно изогнутыми, ломанными или волнистыми. Фронтальные части надвигов в одних случаях пологие, в других крутые (до вертикальных) и даже опрокинутые. Общим свойством всех надвигов является выполаживание их поверхностей с глубиной. К фронтальным частям надвигов приурочены линейные антиклинальные складки. Антиклинали асимметричны с более крутыми крыльями, прижатыми к надвигам. Углы наклона слоев на них колеблются в широких пределах, достигая 80-90°, иногда они даже опрокидываются в сторону движения надвига.

Линейные складки, приуроченные к фронту надвига, по мере выполаживания последнего, с глубиной закономерно смещаются в сторону падения плоскости сместителя, могут уменьшаться в амплитуде, вплоть до полного расформирования. Смещение в плане сводов поднятий достигает сотен и более метров. Последний факт крайне важен при постановке глубокого бурения. Основываясь только на структурном плане верхних стратиграфических горизонтов при целевых более глубоких объектах, можно не вскрыть их и вывести площадь из бурения как бесперспективную. В тоже время, при недостаточности фактического материала о глубинном строении объекта наличие асимметричного крутого крыла складки может служить указанием на направление падения контролирующего её надвига и планового смещения свода по более древним отложениям. Широко распространено мнение о необходимости поисков поднадвиговых структур на опущенных крыльях надвигов. Следует, однако, отметить, что формирование таких дислокаций разными авторами понимается по-разному. Нередко исследователи считают, что поднадвиговые складки представляют собой непосредственное продолжение единой антиклинальной структуры, разорванной надвигом. В действительности же поднадвиговые дислокации принадлежат к нижележащей аллохтонной структуре и, следовательно, представляют собой самостоятельные пликативные осложнения подстилающих отложений.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ и администрации Краснодарского края (гранты 13-05-96507 р_юг_а, <u>14-05-00131</u>, 14-05-31167 мол).

В.В. Попов, Р.А. Комиссарова, А.Н. Храмов¹

Палеомагнетизм опорных разрезов рифея и венда Туруханского поднятия и тектоническая интерпретация полученных результатов

Опорные разрезы рифея и венда Туруханского поднятия были изучены во время полевых работ 2006-2007 г.г. в бассейнах р. Енисей и его притоков – р.р. Б. Шориха, Каменная, Нижняя Тунгуска и Сухая Тунгуска. Всего за время полевых работ отобрано 950 ориентированных образцов для палеомагнитных исследований. Изучены следующие свиты венда и рифея: платоновская, туруханская, мироедихинская, шорихинская, буровой, деревнинская, сухотунгусинская, линокская и стрельногорская. Практически все свиты продублированы в двух разрезах, удаленных друг от друга на 150-200 км.

Все образцы имеют двух-трехкомпонентный состав намагниченности. Диапазоны размагничивающих воздействий этих компонент различаются как для разных свит, так и внутри каждого конкретного разреза и свиты. Величина намагниченности в них также имеет большие разбросы. Это связано с различным составом магнитных минералов-носителей намагниченности и их концентрацией. Направление первой, низкотем-

¹ ФГУП «Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт» (ФГУП «ВНИГРИ»)

пературной/низкокоэрцитивной компоненты для всех свит, кроме линокской, близко направлению современногоу геомагнитного поля. Эта компонента связана, видимо, с современным вязким перемагничиванием пород.

Вторые и третьи компоненты (средне-, высокотемпературные, средне-, высококоэрцитивные) распределены во всем изученном разрезе от 1035 до 550 млн. лет так, что позволяет предположить несколько вариантов интерпретации. Например, формальное применение теста складки в некоторых случаях для конкретного разреза дает возможность назвать компоненту доскладчатой, но применение этого теста для двух параллельных разрезов с двумя такими доскладчатыми компонентами может оказаться отрицательным. Из этого можно сделать вывод о нескольких фазах складчатости или о некачественном разделении компонент. Кроме того, похожие по направлению компоненты намагниченности несистематически наблюдаются практически во всем разрезе, независимо от возраста свиты, т.е. на протяжении более 500 млн. лет, что наводит на вывод об общем, возможно частичном, перемагничивании всей изученной толщи. Если пермотриасовое трапповое перемагничивание еще удается идентифицировать, хоть и с некоторыми оговорками, то более древние события поддаются определению намного сложнее. Весомых аргументов в пользу того или другого вывода о возрасте выделенных компонент на данный момент найти не удалось.

Е.С. Пржиялговский¹

Геологические факторы локализации оползней в районе Бишкекского геодинамического полигона в предгорьях Киргизского хребта

Проведенные в 2014 г. структурно-геологические полевые исследования и геоморфологический анализ детальных космических снимков северного склона и предгорий Киргизского хребта в районе Бишкекского геодинамического полигона были направлены на уточнение участков локализации оползневых процессов, проявлявшихся в течение исторического периода и изучение геологических предпосылок их возникновения. Многие оползни возникли в последние десятилетия, активизация этих процессов может представлять реальную гуманитарную угрозу.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

В непосредственной близости от расположения Бишкекской Научной станции РАН в долине левого притока р. Аламедин – р. Чункурчак по геомофологическим признакам выявлен участок проявления оползневых процессов разного возраста. В целом котловина оконтуривает локальный прогиб поверхности предолигоценового пенеплена, на котором сохранились останцы олигоцен-миоценовых отложений киргизской серии. В геоморфологическом плане этот участок отвечает висячей тектонической котловине изометричной формы с признаками ледниковой абразии плейстоценового возраста, осложненной современными врезами водотоков. Крутизна склонов постепенно увеличивается на склонах хребтов обрамления котловины, а вдоль долин ручьев во многих местах образуются обрывы высотой до нескольких десятков метров. К локальным обрывам приурочены незначительные по объему и величинам перемещения оползни. Признаки более масштабных разновременных оползневых процессов, которые приурочены к склонам умереенной крутизны, отме-чаются в окружении п. Татыр. Один из них – крупный оползень шири-ной более 200 м и длиной около 1,4 км почти достиг западной окраины поселка. Геоморфологическое проявление оползня и его структура практически не претерпели изменений со времени его возникновения. Отчетливо проявлены уступ зеркала отрыва, трещины отрыва во внешнем окружении и в вершинной части оползневого тела, структуры течения в его средней части и структуры разгрузки (нагнетания) в его "языке". Оползневое тело целиком сложено красноцветными породами киргизской серии (рыхлые песчаники, галечные конгломераты и глинистопесчаные породы) с маломощным чехлом четвертичных лессовидных суглинков и делювия. Общий объем перемещенного грунта составляет по нашим оценкам около около 4 млн м³. Склон, на котором возник оползень, как и многие другие склоны в районе с. Татыр, обнаруживают геоморфологические признаки более ранних оползневых смещений со значительно большим объемом перемещенных масс.

Детальное структурно-геологическое картирование района долины р. Чункурчак позволило установить, что оползни в большинстве случаев проявлены на участках обнажения красноцветных отложений палеогенового возраста – киргизской и коктурпакской серий, сложенных глинисто-терригеными породами. Часто плоскость детачмента оползневых тел совпадает с подошвой палеогеновых отложений – контактом с палеозойским фундаментом. Этому способствует наличие глинисто-карбонатных пород коры выветривания, развитой в основании чехла и маркирующей поверхность регионального предолигоценового пенеплена. Кроме того, базальные горизонты чехла часто являются водоносными слоями. Крупные оползни приурочены к участкам с наклоном контакта "фудамент-

55

чехол" 8–15°, обусловленным дифференцированными тектоническими подвижками орогенного этапа. Необходимым условием крупных оползней является достаточная мощность осадочных пород, включая четвертичные рыхлые отложения – лессовидные суглинки и делювий, перекрывающие красноцветный палеогеновый комплекс. Более мелкие современные оползни (проявившиеся за последние 50 лет) с незначительным объемом и амплитудами перемещений отмечаются вдоль обрывистых врезов ручьев, также преимущественно в области распространения палеогеновых красноцветов.

В обнажениях на некоторых склонах, с геоморфологическими признаками смещения грунтов (со сглаженными террасами, валами нагнетания, реликтами зеркал отрыва) деформации слоев внутри красноцветного комплекса незначительны и не отвечают деформациям оползневых потоков. По-видимому, подобные склоновые процессы могут отражать перманентно возобновляемое (тектоно-гравитационное?) перемещение масс пород соответственно наклону склона и реологически ослабленных разделов.

Специфические оползневые процессы и осыпи отмечаются вдоль активного в четвертичное время Аламединского разлома. Строение разломной зоны отчетливо проявляется при структурном дешифрировании детальных спутниковых ландшафтных снимков. Зона субпараллельных разрывных нарушений (прямолинейных и дуговых в плане) протягивается параллельно крутому склону и гребню хребта, ограничивающего Чункурчакскую котловину и область распространения палеогеновых красноцветов с юго-запада. Разлом проявлен в виде зон интенсивного катаклаза и милонитизации в ордовикских гранодиоритах. Кластический материал мелкоглыбовой и щебнистой размерности в матриксе милонитовом смещается вниз по крутым склонам, формирует ступенчатые "языки" протяженностью 100-300 м. Подобная выраженность в рельефе свидетельствует о высокой подвижности слоя кластитового грунта мощностью в десятки метров, хотя следов быстрых оползневых явлений, таких как трещин или зеркал отрыва, не обнаружено. На удалении от разлома при выполаживании склонов кластитовый материал обнаруживается в составе делювия с существенно глинистым (лессовидным) матриксом.

Как известно, значительные, иногда катастрофические обвальнооползневые явления провоцируются землетрясениями, проявляются в зонах тектонической активности. Крупные обвально-оползневые тела, приуроченные к зоне активизированного разлома СВ простирания, расположены в предгорьях Киргизского хребта в верховьях бассейна р. Сокулюк в поле распространения ордовикских метавулканитов и метаосадков. Геометрия плоскостей отрыва отчетливо контролируется линеаментом предположительно сейсмогенной природы. По морфологическим данным оползневые тела сходны с известным сейсмогенным оползнем в районе п. Ананьево на северном берегу оз. Иссык-Куль. Однако вопрос о пространственном контроле оползней активными разломами и критерии оползневой опасности разломов пока разработаны недостаточно. В ряду факторов, провоцирующих приразломные оползни, вероятно следует учитывать мощность зоны катаклаза и характеристики тектоно-кластических пород.

Работы проводятся при поддержке гранта РФФИ № 14-05-90112.

<u>H.С. Прияткина^{1,2}</u>, А.К. Худолей¹, Н.Б. Кузнецов^{3,4}, В.Дж. Коллинз², А.В. Шацилло⁵, В.Э. Павлов⁵

Первые результаты датирования обломочных цирконов из отложений чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (Енисейский Кряж)

Тейско-Чапский прогиб принято считать рифтогенным бассейном, заложившимся на метаморфизованных в ходе байкальского орогенеза среднерифейских отложениях сухопитской серии [7, 12 и др.]. Преимущественно терригенные отложения прогиба подразделяются на чингасанскую и чапскую серии [1, 12], предположительно отделенные друг от друга стратиграфическим несогласием. Возраст чингасанской серии оценивался как позднерифейский, а чапской – как позднерифейский [12] или вендский [1]. Предполагается [14], что отложения прогиба представлены молассой, а накоплению чингасанской и чапской серий предшествовали два крупных аккреционных события: присоединение Центрально-Ангарского (около 850 млн лет [7] или 750 [14] млн лет) и Исаковского террейнов (630 млн лет [14]), соответственно.

¹ Санкт-Петербургский Государственный Университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

² Университет Ньюкасла, Ньюкасл, Австралия

³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

⁴ Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

⁵ Москва, Объединенный Институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

Однако в настоящее время вышеописанные представления о возрасте чингасанской и чапской серий поставлены под сомнение. Так, наиболее достоверным возрастным маркером верхней части чингасанской серии в разрезе по р. Вороговка можно считать Ar-Ar возраст трахитов 703±4 Ma [8], однако новые фаунистические находки, свидетельствующие в пользу поздневендского-раннекембрийского возраста подошвы чингасанской серии [5], поставили под сомнение правомерность корреляции отложений Чапско-Тейского прогиба и Вороговского трога.

Нами были получены результаты U-Pb датирования (LA ICP-MS) обломочных цирконов по 4 пробам (100 зерен в каждой пробе) из отложений чивидинской и вандадыкской (карьерной) свит чингасанской серии и верхней и нижней подсвит немчанской свиты чапской серии по разрезам на р. Чапа. Результаты исследований (критерий дискордантности |D| <10%) показали, что максимальный возраст осадконакопления песчаников чивидинской свиты (чингасанская серия), оцененный по конкордантному кластеру из 3 самых молодых зерен (664±6, 672±6, 670±8 млн лет) составляет около 665 млн лет. Самые молодые зерна, обнаруженные в породах немчанской свиты (чапская серия), также формируют компактный кластер из 3 конкордантных зерен (686±8, 665±9, 679±6 млн лет). Верхним возрастным ограничением чапской серии служит возраст карбонатных пород лебяжинской свиты, установленный по фаунистическим остаткам как раннекембрийский [4].

Сходство спектров возрастов детритных цирконов из песчаников чингасанской и чапской серий (рис.) вместе с близким максимальным возрастом осадконакопления позволяет предполагать и единый источник сноса. Доминирующие популяции попадают в диапазоны возрастов 1.8–1.9 млрд лет и 2.5–2.6 млрд лет. Оба диапазона возрастов характерны для кристаллических комплексов западной части фундамента Сибирской платформы [10, 11]. Источником палеопротерозойской популяции цирконов мог служить Ангарский палеопротерозойский складчатый пояс, в частности Таракский гранитный массив, возраст которого оценивается как 1850 млн лет [9]. Гранитоиды с возрастами 2.5–2.6 млрд лет широко распространены в пределах Шарыжалгайского выступа [11].

Зерна цирконов с неопротерозойскими возрастами в отложениях чингасанской и чапской серий имеют сугубо подчиненное значение (рис.). Помимо самых молодых зерен, с возрастом конца позднего рифея, выделяется популяция цирконов с возрастами 910–950 млн лет и отдельные зерна с возрастами 750–700 млн лет, 820–850 млн лет. Источником этих ранне- и средненеопротерозойских зерен могут быть гранитоиды, распространенные в складчатой структуре Енисейского кряжа (например, Тейский и Ерудский массивы, ~880–860 млн лет [2, 6], Аях-



Рис. Гистограммы и кривые плотности вероятности возрастов цирконов из верхов верхнего докембрия

тинский, Глушихинский и др. комплексы, ~720–750 млн лет [2, 14, 6 и др.]).

Неопротерозойские (1000–600 млн лет) популяции цирконов обнаруживаются в вендских отложениях южной окраины Сибирской платформы [3, 6 и др.]. Предполагается [3], что их источником были аккреционные комплексы южной окраины Сибирской платформы. Этот же источник можно допустить для редких неопротерозойских детритных цирконов из отложений Тейско-Чапского прогиба. Кроме того, близкие по возрасту аккреционные комплексы также распространены в пределах складчатой структуры Центрального Таймыра.

Таким образом, потенциальным источником зерен неопротерозойских цирконов могло быть и южное, и западное, и северное складчатое обрамление Сибирской платформы. Однако, если бы песчаники Тейско-Чапского прогиба формировались за счет накопления продуктов разрушения комплексов и структур южного и западного обрамления платформы, то в возрастных спектрах детритных цирконов из этих песчаников следовало бы ожидать резкого доминирования их неопротерозойских популяций. В действительности же в спектрах возрастов детритных цирконов из песчаников Тейско-Чапского прогиба доминируют зерна с возрастами, типичными для кристаллических комплексов фундамента Сибирской платформы. Таким образом, не исключая возможности поступления обломочного материала с западной и южной окраин, мы считаем более вероятным, что выполнение Тейско-Чапского прогиба представлено «смесью» неопротерозойской Центрально-Таймырской и раннедокембрийской Сибирской кластики. При этом слабость Центрально-Таймырского провенанс-сигнала может быть связана с удаленностью Тейско-Чапского прогиба от Таймырской периферии Сибири. Возможно, что дополнительное изучение Lu/Hf изотопной системы датированных цирконов позволит более определенно ответить на вопрос о Южно-Сибирском или Северо-Сибирском (Центрально-Таймырском) происхождении их неопротерозойских популяций.

В результате проведенных исследований можно сформулировать следующие выводы:

(1) Возраст пород чингасанской и чапской серий не может быть древнее 665 млн. лет. С учетом палеонтологических находок [5] и новых палеомагнитных (магнитостратиграфических) данных [13] наиболее вероятным представляется, что возраст отложений является поздневендским.

(2) Чингасанская и чапская серия накапливались в единой тектонической обстановке за счет накопления продуктов разрушения одних и тех же комплексов. Судя по доминированию в возрастных спектрах популяций с возрастами, характерными для фундамента Сибирской платформы, главные источники обломочного материала для изученных отложений располагались в ее пределах.

(3) Аккреционные события, приведшие к формированию предпоздневендской складчатой структуры Енисейского кряжа, слабо проявлены в спектрах возрастов детритных цирконов из песчаников, выполняющих Тейско-Чапский прогиб. Полевые и лабораторные исследования проведены при поддержке Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017) и ГК-5Ф, а также проекта СПбГУ № 3.38.137.2014.

Литература

1. Бутаков Е.П., Карпинский Р.Б., Усталов В.В. Венд Тейско-Чапского района // Геология и геофизика.1975. № 8. С. 67–77.

2. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З. Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа – индикаторы неопротерозойских коллизионных событий // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 3. С. 259–272.

3. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мащукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития палеоазиатского океана: данные по LA ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, №10. С. 1472-1490.

4. Карпинский Р.Б., Карпинская Н.И. Гос. Геологическая карта СССР мба 1:200000 (Р-46-XXXII). 1969.

5. Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Павлов В.Э., Прияткина Н.С., Данилко Н.К., Козионов А.Е. Первые находки ихнофоссилий и арумбериеморфных отпечатков в породах чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (северо-восток Енисейского Кряжа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 143-147.

6. Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Джен Х. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, изотопные (Sr, Sm-Nd) свидетельства, данные U-Pb датирования LA ICP-MS детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1507–1529.

7. Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.Н. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 158–181.

8. Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е. и др. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 12. С. 1307–1320.

9. Ножкин А.Д., Бибикова Е.В., Туркина О.М., Пономарчук В.А. Изотопно-геохронологическое исследование субщелочных порфировидных гранитов Таракского массива Енисейского кряжа: U-Pb, Ar-Ar, Sm-Nd данные // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 9. С. 881-891.

10. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный Мир, 2006. 210 с.

11. *Туркина О.М.* Этапы формирования раннедокембрийской коры Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона): синтез Sm-Nd и U-Pb изотопных данных // Петрология. 2010. Т. 18, № 2. С. 168-187.

12. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

13. Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э. Первые палеомагнитные данные по стратотипическому разрезу лопатинской свиты Тейско-Чапского прогиба (Енисейский кряж): к вопросу о возрасте терминальных уровней докембрия региона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып.12. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014. С. 331-332.

14. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Sal'nikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretion-collisional events on the western margin of the Siberian Craton: New geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147-168.

<u>А.В. Прокопьев¹</u>, В.Б. Ершова², Д.А. Васильев¹, А.К. Худолей², М.А. Калинин²

Тектонические деформации западной части о. Котельный (Новосибирские острова)

Исследованный район охватывает тектонические структуры Балыктахского антиклинория и расположенного южнее Чокурского синклинория [1] северо-западной части Котельного террейна [2]. В пределах двух изученных участков – «Мыс Домашний» и расположенный южнее «Мыс Дурной», в береговых обнажениях вскрываются карбонатные и терригенные отложения девона-триаса и палеогена-неогена.

Участок «Мыс Домашний». Отложения триаса на большей части исследованной территории имеют северо-восточное падение (углы падения 5–45°). На востоке породы триаса залегают более круто (углы падения 75–85°). Мы предполагаем, что отложения триаса смяты в крупную

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия

асимметричную опрокинутую на юго-запад синклиналь северо-западного простирания шириной до нескольких километров. В ее ядре обнажаются породы верхнего триаса, а на юго-западном крыле – отложения нижнего-среднего триаса. Северо-восточное крыло складки не обнажено. На юго-западном крыле складки развиты пологие малоамплитудные надвиги северо-восточной и юго-западной вергентности. Складчатые триасовые породы прорваны тремя дайками долеритов предположительно мезозойского возраста [1].

Терригенные отложения перми падают на северо-восток под углами 45–85°, слагая открытую синклиналь северо-западного простирания. Контакты с триасовыми и каменноугольными отложениями не вскрыты.

Мы предполагаем наличие углового несогласия между среднедевонскими (соколовская свита) отложениями и залегающими выше верхнедевонскими (нерпалахская свита) и среднекаменноугольными толщами. В первом случае среднедевонские толщи смяты в очень открытую складку 3СЗ простирания, а во втором отложения нерпалахской свиты перекрывают смятые в складки субширотного простирания и нарушенные надвигами южной вергентности породы соколовской свиты. Вероятно, что эти деформации являются проявлением элсмирской орогении.

Породы нижнего и среднего девона смяты в различного размера концентрические и цилиндрические складки СЗ простирания, которые ассоциируют с надвигами ЮЗ и СВ падения. Простирание складок пород этого возраста такое же, как и среднекаменноугольно-пермских и триасовых и, в целом, совпадает с простиранием крупных складчатых структур, показанных на среднемасштабной геологической карте [1]. Кливаж не наблюдался. Возраст этих деформаций мезозойский, т.к. в центральной части острова породы верхней части нижнего мела перекрывают с угловым несогласием складчатые отложения СЗ простирания [1, 3, 4].

Многочисленные лево- и правосторонние взбросо- и сбросо-сдвиги преимущественно субмеридионального простирания являются более поздними по отношению к вышеописанным складчатым структурам. Иногда с этими сдвигами ассоциируют мелкомасштабные складки с крутыми шарнирами. Величина горизонтального перемещения по сдвигам в отдельных случаях достигает нескольких сотен метров. Возраст этих деформаций предположительно позднемеловой-раннекайнозойский.

Редко наблюдаются сбросы ССЗ и субмеридионального простираний связанные, вероятно, с процессами мезокайнозойского растяжения при раскрытии Евразийского бассейна.

Тектонических деформаций в олигоцен-миоценовых отложениях, распространенных в нижнем течении р. Решетникова, не наблюдалось.

Участок «Мыс Дурной». В пределах о-ва Тас-Ары вскрывается северо-восточное крыло и ядро крупной Тас-Аринской синклинали шириной как минимум 3–5 км. На ее северо-восточном крыле обнажаются породы верхнего девона-нижнего карбона – нерпалахская, чекурская и тасаринская свиты, а в ядре отложения среднекаменноугольной бельковской свиты. Складка имеет северо-западное простирние, ее шарнир полого погружается в юго-восточном направлении. Об этом свидетельствуют и ориентировки линейности пересечения кливажа и слоистости. Преобладающее падение слоистости под углами 30-60° на юго-запад. На северо-восточном крыле Тас-Аринской синклинали развиты симметричные и асимметричные концентрические и цилиндрические складки шириной и амплитудой от первых метров до десятков метров. Ориентировка их шарниров близка к простиранию оси Тас-Аринской синклинали. Кливаж развит повсеместно, но отсутствует в массивных карбонатных породах. Наблюдается рефракция кливажа и, в редких случаях, транспозиция, а также муллион-структуры и будинаж . Кливаж отсутствует в толщах бельковской свиты на северо-восточном крыле Тас-Аринской синклинали. В целом, кливаж веерный; его простирание северо-западное, а падение как на северо-восток, так и на юго-запад. Наблюдаются надвиги преимущественно северо-восточного падения, с которыми ассоциируют мелкомасштабные складки. Широко проявлены пологие надвиги и субпластовые срывы. Многочисленные лево- и правосторонние взбросо- и сбросо-сдвиги преимущественно субмеридионального простирания являются более поздними по отношению к вышеописанным складчатым структурам. Иногда с ними ассоциируют мелкомасштабные складки с крутыми шарнирами. Возраст деформаций также как и для первого участка предположительно позднемеловой-раннекайнозойский.

Палеоген-неогеновые отложения, перекрывающие с резким угловым несогласием деформированные палеозойские породы, залегают либо субгоризонтально, либо слабо наклонены и нарушены малоамплитудными сбросами и, реже, взбросами. Сбросы деформируют и палеозойские породы.

По данным замеров ориентировки сместителей разломов и штрихов зеркал скольжения на их поверхностях было рассчитано, что ось сжатия субгоризонтальна и ориентирована в направлении северо-восток – югозапад ортогонально простиранию основной складчатости региона.

Исследование выполнено по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект VIII.66.1.4), СПбГУ (проект 3.38.137.2014), при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 13-05-00943, 12-05-33018, 12-

05-98506), Программы ОНЗ-10.2, 10.3, проекта № 53 комплексной Программы Президиума РАН 44П.

Литература

1. Косько М.К., Бондаренко М.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV,V,VI; S-53-IX, XII; S-54-I-II-III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. М.: Объединение «Севморгеология», 1985. 160 с.

2. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф., Трунилина В.А., Дейкуненко А.В. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 199–255.

3. *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 // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 5. С. 69–94.

4. *Непомилуев В.Ф., Преображенская Э.Н., Труфанова Г.В. и др.* Нижнемеловые отложения о. Котельного // Сов. геология. 1979. № 3. С. 104–109.

<u>М.Ю. Промыслова</u>, Л.И. Демина, А.Ю. Бычков, В.В. Царев, А.И. Гущин¹

Геодинамическая обстановка формирования офиолитовой ассоциации района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым)

Магматические образования района мыса Фиолент до настоящего времени остаются наименее изученными, хотя именно их исследование может дать ответ на некоторые принципиальные вопросы, касающиеся не только магматизма, но и геологии всего Крымского п-ова. Они обнажены в скальных обрывах побережья южной части Гераклейского п-ова на протяжении около 7 км. С востока их выходы ограничены Георгиевским разломом, который резко отделяет этот район от остальной части Крыма. Магматизм Фиолента традиционно сопоставляют с островодуж-

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ным карадагским типом [1], а время его проявления относят к средней юре (байос). Считается, что цоколем Фиолентовского вулкана служат отложения таврической серии (T_3 -J₁). Однако до сих пор в районе Фиолента подобные образования не обнаружены ни на суше, ни на морском дне, ни в скважинах, пробуренных к северу от мыса на Гераклейском плато [7]. Магматиты с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты известняками сарматского яруса неогена, залегающими практически горизонтально. Отметим, что, по мнению В.В. Юдина [8], этот район представляет собой зону Симферопольского меланжа, маркирующего юрско-раннемеловую Предгорную коллизионную сутуру и состоящего из хаотически расположенных бескорневых глыб магматического материала.

В результате полевых работ 2014 г. нами были впервые для района, как и всего Горного Крыма найдены в обнажении серпентиниты, фрагменты комплекса параллельных даек и черные кремнистые породы слоистой текстуры, что в совокупности с подушечными лавами, габбро и перидотитами позволяет уверенно отнести магматиты Фиолента к офиолитовой ассоциации, что предполагалось ранее [4, 6].

Габбро-долериты, габбро и перидотиты развиты преимущественно к западу от мыса Виноградный. Они существенно изменены – эпидотизированы, хлоритизированы, альбитизированы, а перидотиты также серпентинизированы. В зоне разлома к северу от скалы Утюг нами были обнаружены выходы серпентинитов. Они вскрыты скважинами на Гераклейском плато [8], однако непосредственно в обнажениях были неизвестны. Фрагменты комплекса параллельных даек найдены в обнажениях бухт Каравелла, Царской и Мраморной. Дайки долеритов имеют мощность от 35 см до 1,5 м, а скрины (30 см-1 м и более) представлены метаморфизованными брекчиями, сильноизмененными брекчированными и пропитанными многочисленными карбонатными жилками основными (габбро?) породами, реже подушечными лавами.

Преобладающим типом магматитов в районе являются подушечные лавы – базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, относящиеся по соотношениям Al, Ti, Fe и Mg преимущественно к серии высокомагнезиальных толеитов. Субщелочной характер некоторой части пород, скорее всего, не является первичным и связан со спилитизацией, сопровождающейся натровым метасоматозом. Лавы слагают скальные обрывы Мраморной, Виноградной, Царской бухт и протягиваются сплошной стеной от мыса Лермонтова до мыса Фиолент, занимая его восточную часть в пределах Яшмовой бухты. Подушки имеют размер от 30–40 см. до 1–1,5 м. Межподушечное пространство занимают кремнистые образования – яшмы желтого, бурого, ярко-красного, малинового и зеленого цвета. В обрывах Царской бухты оно выполнено метаморфизованными брекчиями основных и ультраосновных пород. Подушечные лавы перекрывают толщу метаморфических брекчий (Царская бухта) и габбродолеритов (мыс Лермонтова).

Плагиориолиты со столбчатой отдельностью слагают преимущественно дайки, экструзивные купола, штоки, прорывают подушечные лавы и обнажаются в обрывах бухт Каравелла, Яшмовой, на мысах Виноградный и Фиолент. Ими сложены скалы Ифигения, Орест и Пилат, купола скал Монах и Георгиевской с веерной столбчатой отдельностью, что подтверждает их экструзивную природу. Купол Монах окружен брекчиями плагиориолитов, которые в зависимости от степени изменения окрашены в ржаво-белый, коричневый, малиновый или зеленоватосерый цвет. Обломки брекчий имеют разную величину – от глыб до мелкообломочного цемента, имеющих одинаковый состав. Подобные брекчии образуются в результате растрескивания и разламывания вязкой магмы в момент роста купола [2]. Реже обломки плагиориолитов сцементированы, как и межподушечное пространство лав, яшмами. В многочисленных зонах разломов широко распространены также тектонические брекчии, катаклазиты и милониты.

Анализ химического состава магматитов показал, что все разности пород отличаются низким содержанием REE по всему спектру, а базальты расположены существенно ниже по сравнению с N-MORB (рис. 1, А). Четко виден бимодальный характер магматизма, а также общность геохимических черт плагиориолитов и их брекчий. Кислые разности пород по сравнению с основными обогащены REE по всему спектру, и в них резко проявлена аномалия Еu. Это может свидетельствовать о том, что они являются дифференциатами основных магм, с которыми составляют единую серию и связаны с одним этапом проявления магматизма в районе Фиолента. В долеритах по сравнению с базальтами обнаружены меньшие значения концентрации легких REE (La, Ce и Pr), а вид спектра (La/Lu < 1) близок к N-MORB . На графике распределения микроэлементов в базальтах и долерите, нормализованных по N-MORB (рис. 1, Б), видно, что базальты и долериты незначительно обогащены крупноионными элементами (КИР)- Rb, Ba, Th и обеднены элементами с высокозаряженными ионами от Nd до Cr. Такое распределение микроэлементов установлено для толеитовых серий задуговых бассейнов [3], при этом обогащенность элементами КИР связывают с субдукционной компонентой в генезисе магм, образующихся при спрединге в задуговых бассейнах с корой океанического типа. Распределение Nb и Ta резко отличается от индикаторного в наиболее распространенных геодинамических обстановках. Причины такого поведения этих элементов не совсем



Рис. 1. Спектры REE (А) и микроэлементов (Б) для магматитов Фиолента [4]

ясны и требуют дальнейшего изучения и обсуждения. Отметим, что аналогичное распределение Nb и Ta характерно для высокомагнезиальных базальтов Ломоносовского подводного массива, расположенного на дне Черного моря в 24 милях на Ю-3 от мыса Фиолент [7]. Геодинамическая природа Ломоносовского массива спорная. Согласно А.Ф. Шнюкову и др. [5], он представляет собой магматические фрагменты островной дуги мелового возраста. В то же время В.В. Юдин [8] относит его образования к верхнемел–палеогеновому задугово-спрединговому комплексу.

Таким образом, наличие офиолитовой ассоциации, а также анализ химического состава магматитов района мыса Фиолент позволяет сделать вывод о том, что они сформировались над зоной субдукции при рифтогенезе в обстановке задугового бассейна, достигшего в своем развитии стадии спрединга. По мнению Дж. А. Пирса и др. [3] лучшим критерием разделения офиолитов НЗС и СОХ может служить доля участия средних и кислых пород в лавовых толщах и интрузиях верхних частей разреза. В изученном районе плагиориолиты также более поздние, а их объем (7-10%) по сравнению с подушечными лавами незначителен.

В районе мыса Фиолент встречаются также породы, не относящиеся к офиолитовой ассоциации – крупные глыбы трахитов с вкрапленниками калиевого полевого шпата. Возможно, они свидетельствует либо о стадии континентального рифтогенеза, предшествовавшего раскрытию бассейна с корой океанического типа, либо имеют иную (островодужную или коллизионную) природу. Отметим, что присутствие магматитов разной геодинамической природы в сутурных зонах вполне допустимо.

Литература

1. Лебединский В.И., Соловьев И.В. Байосские вулканоструктуры Горного Крыма // Геологический журнал. 1988. № 4. С. 85-93.

2. Петрография. Ч. II. М.: Изд-во МГУ, 1981. 326 с.

3. *Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зонами субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.

4. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю. и др. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2014. № 6. С. 25-36.

5. Шнюков А.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: НАНУ, 1997. 287 с.

6. Шнюкова Е.Е. Магматические породы мыса Фиолент // Петрография XXI века: Материалы X Всеросс. Петрограф. Совещ. Апатиты: КНЦ, 2005. С. 289-291.

7. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты: Автореф. доктор. дисс. Киев, 2013. 40 с.

8. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 333 с.

А.А. Пугачаев¹

Метаморфические комплексы побережья Южного Приморья

В структурном отношении Южное Приморье относится к области позднепалеозойской складчатости с наложенными мезозойскими впадинами (подзонами) и подразделяется на Западно-Приморскую и Южно-Приморскую зоны, в каждой из которых выделяется несколько более мелких подзон [1]. Эта область на севере граничит с Ханкайским массивом, а на западе с Сино-Корейским массивом, сложенными докембрийскими метаморфическими образованиями. Одной из проблем геологического строения Южного Приморья является выяснения наличия блоков докембрийских метаморфических пород в структурах ее Западно-Приморской и Южно-Приморской зоны. Небольшие выходы метаморфических пород встречаются на побережье Японского моря и в материковой части этой области. Среди них выделяются докембрийские и силур – девонские образования. Однако условия их метаморфизма, время его проявления и сравнение с метаморфическими образованиями прилегающих метаморфических комплексов не проводилось или проводилось в очень ограниченной степени. И поэтому решить эту проблему на основе имеющихся отрывочных материалах не представляется возможным. В Южном Приморье имеются выходы метаморфических пород на островах Русском, Путятин, Аскольд (путятинская свита) и на полуострове Трудный. Эти породы недостаточно изучены, в частности, не определены условия их образования, тип метаморфизма (региональный или контактовый), во многих случаях возраст, структурное и стратиграфическое положение, а также их петрогеохимические особенности.

Метаморфические породы позднего протерозоя (рифея).

В Южно-Приморской и Западно-Приморской зонах, установлены регионально-метаморфизованные породы, в виде блоков и ксенолитов в интрузивах породах: габброидах, габбро-диоритах, гранитах, которые с

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. Ильичева ДВО РАН

различной степенью достоверности относятся к позднему протерозою. Они представлены в основном биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, гнейсами и мигматитами.

На полуострове Трудный в районе Находкинского перевала установлены метаморфические породы, которые представляют собой блок докембрийских пород, среди более молодых образований. Среди гнейсов выделяются биотитовые, биотит-роговообманковые плагиогнейсы, гранито-гнейсы и очковые гнейсы, а также биотитовые сланцы. Породы характеризуются не высоким содержанием окиси кремния (56,0–66,58), умеренной железистостью, высокой глиноземистотью (Al/(Na+K+ Ca+Mg) более 1,1 единиц), а по отношение Na/K (более 1,1) они относятся к калинатровому типу.

Редкой разновидностью среди метаморфических пород являются гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы, обнаруженные в габброидах бухты Чузгова. Эти гнейсы гранобластовой структуры состоят из граната (15%), кордиерита (30%), кварца (20%), плагиоклаза (20%), биотита (8%), силлиманита (6%) и магнетита (1%). Как известно, гранат-кордиеритовый парагенезис, свидетельствующий о высоких температурах метаморфизма, представляет особый интерес для выяснения условий глубинности формирования метаморфических пород [4].

В районе Находкинского перевала установлены выходы углистых тонкоплойчатых филитов темно-серого и черного цвета, а также темносерых метапесчаников и выветрелых среднезернистых разгнейсованных гранитов с прожилками кварца до 20 см. Аналогичные породы развиты в 2-х км на восток от Находки, где они переслаиваются с песчаниками.

В Муравьевско-Дунайской зоне выделена сланцевая толща. Она слагает небольшие блоки и тектонические пластины среди мезозойских образований и представлена эпидотовыми, эпидот-гранатовыми, гранатбиотитовыми сланцами, содержащими горизонты полосчатых амфиболитов, кварцитов и магнетит - гранатовых пород [1].

Так же сланцевая толща выделена на п-ове Дунай. В её составе существенный объем составляют сильно рассланцованные вулканомиктовые средне-крупногалечные конгломераты, в переслаивании с которыми находятся разнообразные сланцы – амфибол-хлоритовые, амфибол-хлорит-карбонатные, серицит-хлоритовые, биотитовые, кордиерит-биотитовые. Мощность толщи здесь – до 2000 м. На п-ове Дунай метаморфиты толщи прорываются перидотитами владимиро-александровского комплекса кембрийского возраста. Учитывая все это, возраст толщи принимаем как рифейский, ближе не определен [1].

В северной части острова Русский на мысе Игнатьева находится блок плойчатых светло-серых мелкозернистых биотит-амфиболовых сланцев.
В западной его части левый борт б. Рында сложен темно-серыми тонкоплойчатыми кварцитами, тонкочашуйчатыми, серными углистыми серицит-мусковитовыми сланцами, ороговикованными алевролитами с редкими прожилками гранитов.

Метаморфические породы, развитые на побережье Южного Приморья представляют собой блоки в гранодиоритах и гранитах с возрастом 618 млн лет, что может свидетельствовать о докембрийском их возрасте.

В Западно-Приморской зоне наблюдаются выходы небольших блоков метаморфических пород, отнесенных позднему рифею. Это кубанская толща, сусловский комплекс, и новгородский комплекс динамометарорфитов.

Кубанская толща распространена на юге Западно-Приморской зоны в бассейнах рек Цукановка и Виноградная, в тектонических блоках линейной формы площадью 8 км², а также на мысе Суслова – в виде останца габбро сусловского комплекса. В 2-х км от Краскино на север в правом борту карьера находится коренной выход слюдяных сланцев, а также тонкоплойчатых серых кварцитов.

Представлена чередованием тонкосланцевых, плойчатых пироксенамфиболовых кристаллосланцев с линзами и мощными пластами амфиболитов. Другой тип разрезов: чередование пачек кордиерит-силлиманитовых и пироксен-амфиболовых кристаллосланцев. Мощность толщи более 500 м.

Подобный набор метаморфитов предполагает вулканогенно-осадочный состав первичных пород. Пироксен-амфиболовые кристаллосланцы, видимо, соответствуют вулканитам базальт-андезитового состава, гиперстен-биотит-плагиоклазовые сланцы – граувакковым песчаникам, а кордиерит-силлиманитовые – высокоглиноземистым пелитам. Толща прослеживается далеко на север на сопредельной территории Китая. Возраст амфиболитов (U-Pb метод) кубанской толщи 690 млн лет [2]

Новгородский комплекс представлен сланцами биотит амфиболовыми, амфибол-хлорит-эпидотовыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми, серицит-хлоритовыми, кварцитосланцами, миланитами, бластомиланитами.

Породы, относимые к силур-девону.

Путятинская свита установлена островах Путятин и Аскольд и на полуострове Дунай. На острове Путятин она расположена между мысами Лаврентьева и Шулепникова полосой около 10 м и сложена зелеными изменёнными порфирами и роговиками, переслаивающими гравелитами, через 100м они сменяются зелеными плагиоклазовыми порфиритами, зеленовато-серыми лавоконгломерато-брекчиями, которые сменяются пятнистыми мраморизованными известнякам с послойными порфиров и ороговикованных песчаников [1]. Также на о. Путятин встречаются серые зеленоватые или черные тонкоплойчатые сильно лимонитизированные филлиты в центре бухты между мысами Родионова и Лаврентьева. Встречаются они совместно с известняками, туфами и конгломератами.

На острове Аскольд к этой свите отнесены осадочно-метаморфические породы, развитые в южной части острова и на юго-западном и юговосточном мысах бухты Наездник. Свита состоит из согласно переслаивающихся горизонтов темно-серых, иногда черных биотитовых роговиков и метаморфизованных конгломератов. Мощность прослоев от 5 до 50 м с преобладанием прослоев 5–10 м. В составе толщи наблюдаются прослои метаэффузивов мощностью до 50 м, представленных порфиритами, туфами и туфопесчаниками [3].

На полуострове Дунай и мысе Майделя она представлена: чередующимися горизонтамитемно-зеленых рассланцованных метапорфиров, встречена пачка желтовато-розовых сильнометаморфизованных туфопесчаников и серых кремнистых сланцев. Кроме того, метаморфические породы встречаются в правом борту бухты Безымянная они представлены биотитовыми сланцами, а в центральной части бухты Веселкина развиты очковые гнейсы и филлиты.

Мыс Юнши береговые обрывы. Представлена мраморизованными мраморизованными известняками – белыми, розовыми, серыми, зеленовато-серыми с прослоями амфиболизированных диабазов и хлоритовых сланцев, сильно перемяты, пронизаны густой сетью жил кальцита, местами скарнированы. Видимая мощность около 320 м общая достигает 1000 м.

Вся свита отнесена к силуру–девону, т.к. не похожа на известные в Приморье протерозойские отложения и прорвана гранитами и анненскими габброидами, имеющими абсолютный возраст 315 млн лет, и несогласно перекрыта нижнепермской дунайской свитой. Тафуинские граниты имеют возраст 618 и 529 млн лет.

Общей характерной особенностью структур крупных блоков метаморфических пород является их северо-западное простирание, характерное для протерозойских толщ Ханкайского массива, тогда как осадки палеозоя и мезозоя Южно-Приморской зоны смяты в складки северовосточного простирания. [4]

Таким образом на побережье Южного Приморья широко развиты метаморфические породы различного состава и степени метаморфизма. Наблюдается их сходство с метапородами Ханкайского массива Приморья и прилегающей акватории Японского моря.

Литература

1. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. 695 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. (Третье поколение). Дальневосточная серия. Лист К-52, 53 - Владивосток. Объяснительная записка. С-Пб., 2011. 332 с.

3. Леликов Е.П. Остров Аскольд: геологическое строение и золотоносность// Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 198-204.

4. *Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С.* Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье // ДАН СССР. 1970. Т. 190. № 6.

<u>В.Н. Пучков¹</u>

Региональная и субглобальная корреляция докембрийских магматических комплексов Урала в связи с их предполагаемой суперплюмовой природой

Обсуждаемые здесь результаты исследований представляют собой вклад в глобальный проект, поддерживаемый консорциумом нефтяных и горных компаний и ставящий своей целью глобальные реконструкции суперконтинентов с использованием новой информации о распространении и возрасте Крупных Магматических Провинций (КМП или LIPs). Содержание этого Проекта отражено на сайте www.supercontinent.org. Цель его звучит следующим образом: "Reconstruction of Supercontinents Back To 2.7 Ga Using The Large Igneous Province (LIP) Record: With Implications For Mineral Deposit Targeting, Hydrocarbon Resource Exploration, and Earth System Evolution".

Одним из главных проявлений суперплюмовой природы магматических событий является их короткопериодичность и кластерность, – принадлежность к Крупным Магматическим Провинциям (КМП или LIPs), которые независимо накладываются на различные тектонические структуры, связаны с активным рифтогенезом и отличаются относительно коротким временем существования. Петрохимическая характеристика пород LIPs, несмотря на преобладание траппов, может быть очень разно-

¹ Институт Геологии УНЦ РАН, г. Уфа, Башкирский Государственный Университет

образной - от пикритов до риолитов, и включать также кимберлиты и карбонатиты. При этом исключаются магматические формации зон спрединга типа I–MORB и надсубдукционных зон типа IAB. На Урале, благодаря совершенствованию аналитических методов, геохимический облик магматических пород комплексов может быть установлен в последнее время с достаточной достоверностью, а возраст их непрерывно уточняется, что при сопоставлении с данными других регионов, приводит к нетривиальным выводам [1].

Вулканизм и малые интрузии нижнего рифея (RF₁). На Башкирском антиклинории, вблизи основания нижнего рифея (бурзянская серия), сложенного в основном терригенными и карбонатными отложениями, залегают субщелочные базальты навышской подсвиты. В 2011 году, в пробе этих базальтов, получены цирконы магматического габитуса и хорошей сохранности, по которым определён возраст 1752±11 млн лет. Этот возраст принят нами как реперный, приближающийся к возрасту основания нижнего рифея в стратотипическом разрезе [2], и связывается с заложением авлакогена. По данным сейсмопрофиля URSEIS-95 Камско-Бельский авлакоген, имевший С-С-З простирание, прослеживается под крайние западные складки Урала, где его структура испытала инверсию [3]; впрочем нижнерифейские комплексы здесь не обнажены. Данная датировка вулканитов вписывается в эпизод магматической деятельности (1750-1780 млн лет, проявившийся на целом ряде континентов. На Балтике известны и другие проявления базальтоидного вулканизма этого уровня: дайка Ропручей [4] и наиболее молодые палеопротерозойские дайки Украинского щита [5]. В этих районах указанный рубеж отчетливо связан с заложением авлакогенов (рифейских грабенов) [5]. Базальты с этим возрастом развиты и на других фрагментах суперконтинента Нуна: в Северо-Западной Африке, на Сибирской платформе, в Лаврентии и Северном Китае [6-9].

Вулканиты и интрузии среднего рифея (RF₂). В основании среднего рифея залегает машакская свита, сложенная базальтами с подчиненными риолитами, а также терригенными толщами, от конгломератов до глинистых сланцев. Свита развита в осевой и восточной областях Башкирского антиклинория, и резко (на расстоянии 20 км) исчезает к западу, попадая в размыв. Вместе с особенностями химизма вулканитов, это обстоятельство позволяет предполагать, что мы имеем здесь западный борт грабена, простирание которого уже отчетливо уральское.

Возраст машакской свиты в последнее время был существенно уточнен [10]. U–Pb анализами по цирконам в трех лабораториях (SHRIMP во ВСЕГЕИ и в аналитическом Центре университета Кёртин, Австралия и СА- IDTIMS в аналитической лаборатории Университета Бойси, США). Риолиты машакской свиты, расположенные в 300 м выше основания среднего рифея датированы в пределах 1380-1385 млн лет. Это совпадает с ранее полученной по нашим образцам U-Pb методом (бадделеит) датировкой Главной Бакальской дайки, рвущей бакальскую свиту: 1385.3 ± 1.4 млн лет [11], и ранее опубликованным датировкам Бердяушского плутона и Куса-Копанской интрузии, которые рассматривались как комагматы машакских вулканитов. Генетически значимым представляется отнесение к машакскому уровню карбонатитового комплекса Сибирки, поскольку карбонатиты обычно сопровождают LIPs [12]. В 2009 г. В.М. Горожаниным впервые получены аналитические данные, указывающие на то, что, что возраст метасоматического комплекса Сибирки датируется Rb-Sr методом как 1396±142 млн лет, что близко машакскому комплексу. Позже этот вывод был подтвержден новыми абсолютными датировками (U-Pb метод, SHRIMP по циркону и Sm-Nd метод) [13]. Нами показано, что машакское магматическое событие, в виде вулканитов, дайковых роёв и глубинных интрузий, распространялось далеко за пределы области развития машакской свиты – на участки развития раннего рифея в Башкирском антиклинории в виде даек и силлов южной периклинали Тараташского поднятия и на смежную часть Восточно-Европейской платформы в виде подсечения долеритов в скважинах Восточно-Мензелинская и Восточноаскинская-1, скв. Палью-1 на Тимане; вулканиты этого возраста известны в Гренландии, Лаврентии, на Сибирском кратоне). Как и в случае с рубежом 1750 млн лет, машакский вулканизм может представлять собой магматическое событие субглобального масштаба на суперконтиненте Нуна [10, 14].

Верхний (RF₃) и завершающий (RF₄) рифей. В верхнем рифее вулканиты неизвестны. В последнее время стратиграфия вулканогеннотерригенной толщи на восточном крыле Башкирского антиклинория, которая раньше выделялась в качестве аршинской свиты и относилась к нижнему венду, была пересмотрена. Эта свита переведена в ранг серии, в составе четырех свит. Изучение цирконов, выделенных из вулканогенных пород игонинской свиты, позволило придти к выводу о полихронности аршинского вулканизма – о проявлении двух основных этапов в его эволюции с рубежами 707,0±2,3 млн лет и 732,1±1,7 млн лет [15]. Вблизи этих вулканитов находятся комагматичные им Бурангуловский и Мазаринский габбро-гранитные массивы того же возрастного уровня. В связи с этим, предложено выделять аршинскую серию в качестве завершающего рифея (RF₄, аршиний), в границах примерно 750-600 млн лет. Помимо вышеуказанных магматических пород, в терминальном рифее предполагается развитие мисаелгинского интрузивного комплекса, который представлен двумя дифференцированными феррогаббродиабазпикритовыми телами, расположенными в западной части Тараташского выступа [16]. Возраст диабаза из этих тел – 726 ± 13 млн лет (Rb-Sr метод). На платформе, в скв. 1–Кипчак, В.М. Горожаниным описаны лавовые потоки измененных трахибазальтов, датированные R–Sr методом как 812 ± 80 млн лет и 730 млн лет. К аршинию может быть отнесена также более молодая Кирябинская расслоенная перидотит-пироксенит-габбровая интрузия, расположенная на северо-востоке Башкирского мегантиклинория, которая была датирована как $680\pm3,4$ млн лет. [17]. По данным В.М.Горожанина, к ним по возрасту (689 ± 5 млн лет, Rb–Sr метод,) близки оливиновые базальты Кривой Луки. Близкие по возрасту магматиты известны и в Кваркушском антиклинории. Это щегровитский комплекс трахибазальтов – 672 ± 22 млн лет, Журавликский верлитгаббро-гранодиоритовый – $671\pm7,5$ млн лет, Троицкий гранитоидный – 671 ± 24 млн лет [19]. Это могут быть фрагменты скрытой КМП.

Литература

1. *Пучков В.Н.* Плюмы в истории Урала // Бюл. МОИП, сер. Геология. 2013. № 4. С. 64–73.

2. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. Академии Наук. 2013. Т. 448, № 4. С. 1-6.

3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 260 с.

4. *Lubnina N.V., Pisarevsky S.A., Søderlund U. et al.* New palaeomagnetic and geochronological data from the Ropruchey sill (Karelia, Russia): implications for Late Palaeoproterozoic palaeogeography. Supercontinent Symposium. Helsinki, 2012. P. 81-82.

5. *Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M. et al.* Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // Lithos. 2013. V. 174. P. 196–216.

6. *Gladkochub D.P., Pisarevskii S.A., Ernst R. et al.* Large Igneous Province of about 1750 MA in the Siberian Craton // Doklady Earth Sci. 2010. Vol. 430, Part 2. P. 168–171.

7. Youbi N., Kouyaté D., Söderlund U. et al. The 1750 Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco) // Precambrian Res. 2013. Vol. 238. P. 106–123

8. *Hou G., Santosh M., Lister G.S., Li J.* Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms // Gondwana Res. 2008. Vol. 14, N 3. P. 395–409.

9. *Zhang S., Li Z.-X., Evans D.A.D. et al.* Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China // EPSL 353–354 (2012). P. 145–155.

10. *Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., Søderlund U. et al.* The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. V. 174. P. 109–124.

11. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical Characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. Уфа: Д П Сервис, 2006. С. 119–161.

12. *Ernst R., Bell K.* Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // Min. Pet. 2010. V. 98. P. 55–76.

13. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Носова А.А. Редкометальное месторождение «Сибирка»: новые данные о возрастных этапах и условиях формирования // Мат. X Межрегион. конф. Уфа, 2014. С. 202–204.

14. *El Bahat A., Ikenne M., Søderlund U. et al.* U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380 Ma event in the West African Craton // Lithos. 2013. V. 174. P. 85–98.

15. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. et al. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Лито-сфера. 2012. № 4. С. 127-139.

16. *Ковалев С.Г.* Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.

17. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Лепехина Е.Н. Цирконология пироксенитов Кирябинского пироксенит-габбрового комплекса (Южный Урал) // Доклады АН. 2013. Вып. 450, № 2. С. 1–5.

18. Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42–69.

Датирование детритных цирконов из рифейских, вендских и девонских песчаников Южного Урала – палеотектонические и палеогеографические следствия

В докладе приведены материалы магистерской диссертации, защищенной в 2014 г. на кафедре полезных ископаемых им. В.М. Крейтера, Инженерный факультет, РУДН (руководитель Н.Б. Кузнецов, рецензент чл.корр. РАН А.В.Маслов). При подготовке диссертации были изучены возрастные (U/Pb LA-ICP-MS) характеристики детритных цирконов (*dZr*) из песчаников некоторых уровней разреза рифея и венда западного крыла Башкирского антиклинория (Южный Урал)

Строение Башкирского антиклинория и распространенных здесь комплексов описано в многочисленных работах (см. например [4]). Из песчаников, участвующих в сложении некоторых из этих комплексов было проанализировано 5 проб на dZr. А именно из: айской свиты бурзянской серии нижнего рифея, лемезинской подсвиты зильмердакской свиты каратауской серии верхнего рифея, басинской и куккараукской свит ашинской серии верхнего венда и песчаников такатинской свиты. В результате исследования были получены следующие результаты:

1. Из 102 изотопных датировок для айской свиты приемлемыми («конкордантными») оказались 89, которые попали в диапазон от 3625 ± 53 до 1891 ± 23 млн лет. По возрастному признаку датированные цирконы могут быть разделены в первом приближении на три популяции. Позднепалеопротерозойская популяция (64 датировки), охватывает диапазон от 2187 ± 32 до 1891 ± 23 млн лет и характеризуется мономодальным характером распределения и ярким пиковым значением ~2064 млн лет. Раннепалеопротерозойская популяция представлена 8 датировками в диапазоне от 2510 ± 66 до 2378 ± 24 млн лет с пиковым значением ~2478 млн лет. Неоархейско-раннемезоархейская (14 зерен) попадает в диапазон 2943 $\pm 21 - 2626 \pm 21$ млн лет и имеет 2 пиковых значения – 2737 и 2938 млн лет. Три датировки характеризуются чрезвычайно древними U/Pb-возрастами - 3060 ± 28 , 3241 ± 69 и 3625 ± 53 млн лет.

2. Для лемезинской подсвиты зильмердакской свиты получено 79 датировок и в том числе 76 «конкордантных». Эти возрасты попали в диапозон 3070 ± 27 -1817 \pm 59 млн лет со следующим распределением по основным подразделениям докембрия: палеопротерозой – 40 %, неоархей – 52 % и мезоархей – 8 % зерен.

¹ Российский Университет Дружбы Народов (РУДН), Москва, Россия

3. Датировок *dZr* из басинской свиты попали в диапазон от середины позднего рифея (~705 млн лет) до неоархея (~2869 млн лет). Зерна, попавшие в этот интервал, распадаются на ряд популяций. Самыми массовыми из них являются среднерифейская (1105–1338 млн лет), раннерифейская (1454–1593 млн лет) и палеопротерозойская (1652–2095 млн лет).

4. Датировки *dZr* из куккараукской свиты попали в диапазон от раннего венда (~617 млн. лет) до позднего мезоархея (~3188 млн лет). Они распадаются на ряд популяций, наиболее многочисленной из которых является популяция в диапазоне от конца среднего рифея (~1298 млн лет) до конца раннего протерозоя (~1691 млн лет), затем наиболее распространена популяция с возрастом ~ 1099–1231 млн лет. Кроме того, выявлена раннепротерозойская (7 цирконов) и неоархейская (8 цирконов) популяции. Первая из них характеризуется возрастным диапазоном ~1923–2097 млн лет, а вторая - ~2644–2850 млн лет.

5. Для такатинской свиты «конкордантные» датировки по 44 зернам попадают в интервал от 1857.5 ± 53.8 до 3054.0 ± 48.0 млн лет. Учитывая возраст такатинской свиты (верхи эмского яруса нижнего девона, ~ 400 млн лет), следует отметить чрезвычайно большой (почти 1.5 млрд лет!) "зазор" между седиментационным возрастом песчаников и возрастом наиболее молодого из продатированных нами обломочных цирконов (~1860 млн лет), извлеченных из них.

Анализ полученных результатов позволил сделать выводы о том, что:

1. Для песчаников айской свиты основными поставщиками кластики служили комплексы Волго-Уральской части Прото-Балтики и структуры ее позднепалеопротерозойского складчатого обрамления. При этом, доминирование среди исследованных нами цирконов зерен с раннепалеопротерозойскими возрастами ($2187 \pm 32 - 1891 \pm 23$ млн лет) могут указывать на значительную роль Волго-Сарматского орогена, сложенного комплексами пород с возрастом ~2000 – 2100 млн лет. Кроме того, заметный вклад в формирование этой популяции *dZr* могли вносить и местные источники (тараташский комплекс), среди которых зафиксированы породы этого возраста.

2. Особенности возрастных характеристик dZr из лемезинской подсвиты зильмердакской свиты очень схожи с известными возрастами комплексов фундамента ВЕП, сложеного в основном архейскими и раннепротерозойскими комплексами с возрастами 1.7–3.7 млрд лет, при этом породы с возрастами 2.2–2.4 млрд лет здесь весьма редки. Это позволяет предположить, что лемезинские песчаники, наиболее вероятно, образовались за счет продуктов размыва кристаллических комплексов ВЕП.

3. Учитывая особенности изучаемого разреза, следовало бы ожидать, что питающей провинцией для комплексов, слагающих ашинскую се-

рию, служила ВЕП, а именно Волго-Уральская ее часть. Однако в ашинской серии установлены лишь немногочисленные зерна с возрастом, попадающим в интервал возрастов комплексов фундамента Волго-Уралии. Для ответа на вопрос, "какие комплексы и структуры могли во время формирования ашинской серии располагаться на восточном борту Ашинского бассейна?", мы обратились к палеотектоническим реконструкциям и, в частности, к обновленной компоновке Родинии – концепции AUD (Australia Upside Down conception) [2]. Для тестирования этой концепции мы сравнили наборы возрастов *dZr* из песчаников ашинской серии и из кварцито-песчаников комплекса Кап Ривер (Квинсленд, Северо-Восточная Австралия) [3]). Для сравнение этих наборов и получения количественных статистических оценок их сходства/различия была использована процедура теста Колмогорова-Смирнова (KS-теста), формализованная в виде специального модуля в стандартной программе MS Ехсеl профессором Тусонского университета (штат Аризона, США) G. Gehrels и доктором J. Guynn и расположенная для свободного доступа и использования на сайте http://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home. Проведенное сопоставление показало высокую степень сходства наборов возрастом *dZr* из ашинской серии и комплекса Кап Ривер. Это может указывать на то, что и породы ашинской серии Южного Урала, и породы комплекса Кап Ривер могли формироваться за счет накопления продуктов эрозии одних и тех же питающих провинций. То есть, нельзя исключать того, что Ашинский бассейн заполнялся обломочным материалом, существенная часть которого шла с восточной стороны (современные координаты) и представляла собой эрозионные продукты комплексов, реликты которых располагаются в настоящее время в северовосточной части Австралии, а во время накопления ашинской серии рас-полагались непосредственно около Южно-Уральского края Балтики. Такой вывод фактически означает с наибольшей степенью вероятности подтверждение концепции AUD. Более того, поскольку, верхний возрастной предел ашинской серии может "подниматься" вплоть до среднего кембрия [1], связь между Балтикой и Австралией могла существовать не только в конце позднего докембрия, но и во время накопления ашинской серии, то есть и в течение первой половины кембрия.

4. Сопоставляя полученные возрасты *dZr* из такатинской свиты с известными возрастами кристаллических комплексов фундамента ВЕП, мы пришли к выводу о том, что источником детрита для такатинской свиты могли быть только древние комплексы фундамента Волго-Уральской антеклизы ВЕП. В сводовой части антеклизы разрез платформенного чехла начинается с франских отложений (верхний девон), которые залегают с ярко выраженным несогласием на глубоко эродированных AR-PR1 кристаллических комплексах. В такатинских песчаниках установлены только древние *dZr* (древнее 1857.5±53.8 млн лет) и отсутствуют позднедокембрийские и раннепалеозойские значения возраста. Это может означать, что в девоне Волго-Уральская суша (поднятие) представляла собой непреодолимое препятствие для продуктов размыва Свеко-Норвежского, Протоуральско-Тиманского и Каледонского орогенов, которые располагались на западе, северо-востоке и северо-западе ВЕП.

Таким образом, датирование *dZr* помогло решить некоторые вопросы тектонического развития и палеогеографии Южно-Уральской окраины ВЕП в позднем докембрии, раннем и среднем палеозое.

1. В комплексах, слагающих сводный разрез региона, лишенный внутренних структурных несогласий, на разных этапах формирования этого разреза (в разные временные интервалы) обнаруживается функционирование разных источников сноса.

2. В рифее на Южно-Уральской окраине ВЕП накапливались эрозионные продукты комплексов пород, слагающих фундамент ВЕП.

3. В позднем венде произошло резкое изменение питающих провинций. Весь комплекс данных позволяет предполагать, что источник сноса располагался вне Балтики, а у бассейна существовал восточный борт, с которого в бассейн и поступал материал с данными возрастными характеристиками. Восточным бортом могли быть комплексы фундамента Австралии.

4. В девоне основную роль снова начитает играть западный источник сноса, представленный, как и в позднем рифее, комплексами, слагающими фундамент Волго-Уральской части ВЕП.

Литература

1. *Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В.* Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // ДАН. 2011. Т. 440, № 3. С. 378–383.

2. *Evans D.A.D.* The palaeomagnetically viable, long- lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction // Ancient Orogens and Modern Analogues / J.B. Murphy, J.D. Keppie, A.J. Hynes (eds). Geological Soc. London, Spec. Publ. 2009. V. 327. P. 371-404.

3. *Fergusson C.L. et al.* Detrital zircon ages in Neoproterozoic to Ordovician siliciclastic rocks, northeastern Australia: implications for the tectonic history of the East Gondwana continental margin// Journal of the Geological Society. 2007. Vol. 164. P. 215–225.

4. *Maslov A.V.* Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / Gee D.G., Pease V. (eds.) // Geol. Soc. London. 2004. Mem. 30. P. 19-35.

Криволинейность Уральского орогена как следствие структурно-вещественной неоднородности фундамента приуральской части Европейской платформы

Уральский ороген в плане имеет вид извивающейся змейки (рис.). Он протягивается в ССВ направлении от широты г. Актюбинска на юге до Байдарацкой Губы на севере и затем резко сворачивает на Пай-Хой (по азимуту 312°). Северо-северо-восточный отрезок Уральского орогена составляет 2000 км, а северо-западный – 350 км. В свою очередь северо-северо-восточный отрезок Уральского прямолинейным: в южной части на расстоянии 600 км он прослеживается по азимуту 25°, далее в средней части – по азимуту 0°, и, наконец, в северной (полярной) части – по азимуту 42°.

Наблюдаемый сложный рисунок конфигурации Уральского орогена исключает вторичный характер изгибов, т.е. принадлежность Урала к деформированным в плане орогенам или ороклинам в понимании У. Кэри [1]. В современной трактовке образование ороклинов связано с субдукцией [2 и ссылки в этой работе]; они характеризуются дугообразными изгибами, направленными в сторону океана (палеоокеана).

Наиболее предпочтительным является предположение, что Уральский ороген не испытывал существенных горизонтальных деформаций, а его криволинейность была предопределена существовавшими очертаниями прилегающей с запада платформенной области. Поэтому решение загадки изгибов Урала кроется в объяснении причины конфигурации восточной границы Европейской платформы.

Геофизические данные свидетельствуют о продолжении структур фундамента Европейской платформы под Уралом, по крайней мере, до Главного Уральского разлома, разделяющего палоконтинентальную и палеоокеаническую (палеоостроводужную) тектонические зоны [4, 5 и др.]. Поэтому, Главный Уральский разлом в первом приближении можно рассматривать как восточную границу Европейской платформы.

Представляется вполне очевидным, что восточная граница Европейской платформы в общих чертах наследует ориентировку системы рифтов, заложившейся на восточной окраине (в современных координатах) Европейского континента, которая затем переросла в результате океанического спрединга в новообразованный Палеоуральский океан.

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия



Рис. Схема расположения структурновещественных комплексов–индикаторов криволинейности Уральского орогена

1 – осадочный чехол Восточно-Европейской платформы: 2–3 – палеозойские формации Урала: 2 – палеоокеанические; 3 – палеоконтинентальные; 4 – неомезопротерозойские образования, преимущественно претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм; 5–9 – индикаторные архейские и палеопротерозойские метаморфические комплексы: 5 – гнейсо-гранулитовые, 6 – гнейсомигматитовые, 7 – кристаллосланцевые, 8 – эклогит-гнейсовые и эклогит-сланцевые, 9гранулит-метабазитовые; 10-11 - индикаторные базит-гипербазитовые комплексы: 10 базит-гипербазитовые массивы платиноносного пояса; 11 – базит-гипербазитовые массивы офилитовых комплексов. Буквенные обозначения: ГУР – Главный Уральский разлом, СП – Собское поперечное поднятие, КП-Кожимское поперечное поднятие. УВ – Уфимский выступ

При этом на ориентировку рифтов влияли два основных фактора: ориентировка вектора растягивающих сил и структура литосферы в зоне растяжения и рифтогенеза. На своем меридиональном отрезке Уральский ороген примыкает к Восточно-Европейскому кратону (ВЕК). Основные черты кристаллического основания ВЕК сформировались в архее и, в первом приближении, его структура может быть охарактеризована как мозаичная. Поэтому, меридиональную ориентировку орогена на этом участке можно объяснить широтной ориентировкой вектора растягивающих сил (приведенной к современным координатам), обусловивших рифтогенез и в дальнейшем океанический спрединг.

В полярной части Уральский ороген примыкает к протерозойскому обрамлению ВЕК, фундамент которого характеризуется четко выражен-

ными линейными структурами северо-западной ориентировки. Они сформировались, главным образом, в результате проявления аккреционно-коллизионных процессов в палеопротерозое [3] и получили развитие в неопротерозое и фанерозое.

Линейный характер структур фундамента, несомненно, должен был внести ограничения на ориентировку рифтовых систем. В этом случае заложение рифтов должно было происходить либо вдоль линейных структур (ориентированных в северо-западном направлении), либо поперек (ориентированных в северо-восточном направлении). Северо-западную ориентирову Уральский ороген имеет на Пай-Хое, северо-восточную – на Полярном Урале. Отметим, что азимуты простирания этих структур отличаются ровно на 90° (312° и 42°, соответственно). В южной части Уральский ороген примыкает также к протерозойскому обрамлению ВЕК, но фундамент в этой части платформы характеризуется линейными структурами ССВ ориентировки. Вероятно такую же ориентировку имели заложившиеся здесь в раннем палеозое рифты, которые предопределили ориентировку Уральского орогена в его южной части.

Зависимость изгибов Урала от структуры подстилающего кристаллического основания доказывается существованием отчетливой связи между ориентировкой уральских структур и их вещественным наполнением.

Так, в составе структурно-вещественных комплексов, слагающих габбро-гипербазитовый пояс Урала, дважды происходят резкие изменения: на стыке Южного – Среднего Урала и Приполярного – Полярного Урала, т.е. именно там, где уральские структуры изменяют свою ориентировку. На меридиональном отрезке этот пояс представлен массивами платиноносной дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, на северо-восточных ветвях (Полярный и Южный Урал) распространены офиолитовые массивы дунит-гарцбургитовой ассоциации. Другой пример – в пределах северо-восточных отрезков Урала (Полярный и Южный Урал) широким развитием пользуются высокобарические метаморфические породы, тогда как для средней части Урала более характерны умеренно-и низкобарические метаморфические парагенезисы. Еще один пример – распространение продуктов щелочного магматизма только в средней части Урала. И эти примеры можно продолжить.

Обращает также на себя внимание отчетливая связь с изгибами Урала основных выходов нижнедокембрийских блоков в пределах Уфимского выступа, Кожимского и Собского поперечных поднятий. Это можно объяснить тем, что при орогенезе именно на изгибах континентальной окраины возникают наибольшие напряжения, которые способствуют разрушению сплошности древней континентальной коры и выведению ее фрагментов на приповерхностные уровни.

Литература

1. *Кэри У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.

2. Пучков В.А. Закономерности формирования ороклинов // Тектоника складчатых поясов Евразии: Сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2014. С. 112-116.

3. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И. Докембрий севера Урала в связи с проблемой строения и возраста фундамента Тимано-Печорской плиты // Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 521-532.

4. Сулейманов А.К. Работы ОГТ по профилю Урсейс // Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 363-373.

5. *Kashubin S., Juhlin C., Friberg M. et al.* Crustal structure of the Middle Urals based on seismic reflection data // European Lithosphere Dynamics / D.G. Gee, R.A. Stephenson (eds.). Geological Soc., London, Memoirs. 2006. V. 32. P. 427-442.

Е.П. Развозжаева, П.Н. Прохорова¹

1D моделирование рифтогенного осадочного комплекса Переяславского грабена Среднеамурского осадочного бассейна (Дальний Восток)

Современные пакеты программ по моделированию осадочных систем нефтегазоносных бассейнов можно использовать не только на конечных этапах поисков УВ при решении задач их миграции и аккумуляции, но и для оценки перспектив и изучения тектонической эволюции малоизученных объектов, какими являются многие бассейны Дальнего Востока. Для таких бассейнов, как правило, проводится 1D моделирование по скважинам или псевдоскважинам. В результате реконструируется история общего и тектонического погружения, термическая эволюции, тепловой поток и другие параметры. Одной из современных компьютерных

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

программ по бассейновому моделированию является PetroMod (Schlumberger). В сотрудничестве с Институтом нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука (г. Новосибирск) было проведено 1D моделирование для Переяславского грабена Среднеамурского осадочного бассейна (СОБ) (рис. 1а), входящего в состав Уссурийско-Охотской зоны рифтогенеза [2].

Переяславский грабен (ПГ), расположенный в юго-западной части СОБ, является наиболее крупной и самой изученной структурой бассейна (рис. 16). Он вытянут в северо-восточном направлении на 125 км при ширине 30-15 км. По своему строению ПГ неоднороден. Он представляет собой типичный полуграбен с главным краевым сбросом на юго-востоке, где наблюдается максимальная мощность осадочного выполнения, и пологим северо-восточным бортом. В юго-западной части ПГ имеет наибольшую ширину и наименьшую мощность осадков, не превышающую 2 км по данным сейсморазведки (рис. 1б, в). В северо-восточном направлении грабен сужается, а мощность осадочного чехла увеличивается до 3-х и более км (по материалам МОГТ) (рис. 1б, г, д). В грабене нет ни одной скважины, пробуренной в погруженной части и вскрывшей осадочный разрез на полную мощность. Для изучения УВ потенциала грабена наиболее интересными объектами являются погружения, где могли формироваться нефтегазоматеринские отложения. Поэтому для одномерного моделирования были взяты не только разрезы по скважинам, но и псевдоразрезы, выбранные по данным сейсморазведки, расположенные в наиболее погруженных частях ПГ и достаточно уверенно увязанные с имеющимися скважинами (рис. 1б).

История погружения и термическая эволюция показаны на примере двух 1D разрезов, расположенных в юго-западной части в Зоевском погружении (3), и в северо-восточной части в Оборском погружении (0) (рис. 2). В качестве исходных данных использованы литостратиграфические колонки по скважинам. Стратиграфическая привязка 1D разреза «З» осуществлена по скв. 1ОК, разрезов «О» и «Н» – по скв. 1В [1]. Отражающие горизонты (ОГ) увязаны с границами свит: I – с подошвой ушумунской, II – с подошвой бирофельдской, III – с подошвой чернореченской свит (рис. 1в, г, д) [1]. Эти свиты представляют единый осадочный комплекс, распространенный дискретно, только в пределах многочисленных грабенов СОБ, и относящийся к рифтогенному этапу его эволюции. Период этого этапа рифтогенеза вероятно продолжался от 48.6 до 11.6 млн лет. После эпизода позднемиоценовой инверсии, выразившейся в образовании приразломных антиклинальных поднятий (рис. 1д), начался другой этап растяжения, увеличилась роль активного рифтогенеза, о чём свидетельствуют многочисленные плато неоген-четвер-



⇐ Рис. 1. Структурная схема (б) и сейсмогеологические разрезы (в, г, д) Переяславского грабена (Среднеамурский осадочный бассейн) по данным сейсморазведки ОГТ.

 граница грабена; 2 – изолинии поля ∆g; 3 – изопахиты мощности осадочного чехла, км; 4 – глубокие скважины; 5 – основные разломы: а) сбросы, б) прочие; 6 – сейсмические профили: а – по которым приведены сейсмогеологические разрезы, б – остальные; 7 – точки одномерного моделирования; на сейсмологических разрезах: 8 – отражающие горизонты и их номер

тичных базальтов [2]. На этом этапе накопились вулканогенно-осадочные отложения головинской, острогорской и приамурской свит. Вероятно с этим осадочным комплексом связан дополнительный отражающий горизонт «0» в северо-восточной части ПГ (рис. 1г, д) [1]. Различие в строении ПГ повлияло на результаты моделирования. Отсутствие ОГ «О» в юго-западной части позволило предположить в Зоевском погружении перерыв в седиментации и эрозию, величина которой предположена 400 м (рис. 2а). Рассчитанные коэффициенты растяжения литосферы при рифтогенезе составили 1.13 для юго-западной части, для северовосточной, где присутствуют осадочные комплексы обоих этапов растяжения, он равен 1.14-1.18. Тектоническое погружение составляет 1000 и 1300м соответственно. Современный тепловой поток – 55мВ/м². В северо-восточной части чернореченская свита попадает в главную зону нефтеобразования (ГЗН), бирофельдская – в верхнюю зону газообразования, в юго-западной части чернореченская свита находится в верхней зоне газообразования, хотя в конце 1-го этапа рифтинга низы свиты находились в ГЗН (рис. 2). Полученные расчеты показывают, что северовосточная часть ПГ является наиболее перспективной для образования жидких и газообразных УВ.

Литература

1. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / гл. ред. А.И. Ханчук; т. 3).

2. Пересторонин А.Н., Развозжаева Е.П. Система кайнозойских депрессий Приамурья и Приморья: строение, тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 58-74.



Рис. 2. Результаты 1D моделирования Зоевского и Оборского погружений Переяславского грабена

Перспективы неоткрытых углеводородных ресурсов южного шельфа Кубы

Все нефтяные месторождения Кубы располагаются внутри Северо-Кубинского складчато-надвигового пояса, а также непосредственно к северу от линии надвига основных элементов пояса – юрско-неокомских офиолитов и апт-верхнекампанских вулканогенно-осадочных пород террейна Саса – на южную окраину карбонатной позднемезозойской Флоридско-Багамской платформы [10, 16]. В Северной нефтегазоносной провинции (рис. 1), приуроченной к узкой прибрежной полосе Северной Кубы, главными генераторами нефти являются отложения относительного автохтона – мощные (до 12 км) карбонатные шельфовые породы верхней юры-неокома и терригенно-карбонатные – апта-турона, характеризующиеся большими концентрациями органического вещества и высоким уровнем его катагенетической превращенности [3, 16]. Механизм генерации углеводородов (УВ) Северной провинции, предложенный видным российским геологом-нефтяником К.А. Клещовым более 30 лет тому назад, включает в себя усиление прогрева подстилающих нефтепроизводящих толщ под влиянием надвигающихся аллохтонных масс и геодинамической нагрузки на эти толщи пакета покровов, создающих благоприятную обстановку для образования дополнительных порций УВ и отжатия их из нефтематеринских пород и последующей миграции по разломам в пласты – коллекторы верхних частей разреза надвинутых образований [3]. Близкой точки зрения исследователи придерживаются и сегодня, полагая, что генерация УВ происходила в процессе тектонического становления Северо-Кубинского складчато-надвигового пояса или непосредственно после его шарьирования, сопряженного с раскрытием смежной Юкатанской впадины в позднем мелу-палеогене [10, 16].

Южная нефтегазоносная провинция занимает всю южную половину Кубы и включает в себя ряд конседиментационных впадин в верхнекайнозойском осадочном чехле острова (см. рис. 1). Основным источником нефти здесь служат маастрихт-палеоценовые вулканогенно-осадочные образования террейна Саса. Расчеты показали, что содержащееся в них количество органики не могло генерировать нефть в объемах, близких к реально разведанным ее запасам на месторождениях [3, 10]. Соответственно, возникает вопрос о наличии дополнительного источника УВ, способного восполнить их дефицит. При этом наиболее вероятен верти-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



S 1 ***** 2 ***** 3 **/** 4

Рис. 1. Схема местоположения месторождений углеводородов Кубы, по [16, 15] с изменениями и дополнениями.

I – месторождения нефти, цифры 1, 2 на схеме – месторождения Варадеро и Мотембо, соответственно; *2* – газовые сипы; *3* – верхнекайнозойский осадочный чехол: А, В, С, D, Е, F, G, Н –депоцентры впадин. Е – Центральная впадина; *4* – интенсивная положительная гравимагнитная аномалия; *I*–*I* – условная граница Северной и Южной нефтегазоносных провинций; Хувентуд, Эскамбрай, Асунсьон – комплексы метаморфических ядер, по [5]

кальный переток нефти из нефтепроизводящих толщ, развитых в основании террейна [3]. Данное положение подтверждается результатами бурения в Центральной впадине (см. рис. 1): под четырехкилометровой толщей основных и ультраосновных пород этой скважиной вскрыты серпентиниты, пропитанные по трещинам легкой светлокоричневой нефтью, приуроченные к плоскости крупного надвига образований террейна Саса на метаморфические сланцы [3]. Более того, еще в 40-е годы прошлого столетия сообщалось о множестве неглубоких (первые сотни метров) скважин в этом же районе, вскрывших тектонизированные серпентиниты, содержащие нефть [9]. Связанные с серпентинитами, часто не имеющие промышленного значения, месторождения нефти обнаруживались вблизи выхода на поверхность многочисленных нефтяных сипов. Вообще, вся нефтяная промышленность Кубы началась с открытия в 1881-м году месторождения Мотембо, ассоциированного с серпентинитовым массивом в центральной части острова [12] (см. рис. 1).

При этом, если нефти Северной провинции тяжелые и сверхтяжелые (самое крупное месторождение Варадеро – см. рис. 1), то при движении к югу они становятся все более легкими по составу [10], вплоть до сверхлегких в упомянутом выше месторождении Мотембо [16]. Это обстоятельство позволяет предполагать существование двух различных источников УВ. Первый связан с нефтематеринскими карбонатными шельфовыми образованиями мезозойской окраины Северо-Американского материка, генерирующими тяжелые нефти с высоким содержанием смолисто-асфальтовых компонентов. Второй источник генерирует легкие нефти Южной провинции, для которых, как известно, характерно низкое содержание указанных компонентов, высокое содержание бензиновых и керосиновых фракций и преобладание метановых УВ.

Где же располагается источник метановых УВ и какова его природа? Разрез офиолитов Кубы до своего разобщения и вхождения в состав аккреционной структуры Складчато-надвигового пояса Кубы представлял собой меланократовый фундамент Юкатанской впадины, сформировавшийся в условиях растяжения литосферы в результате диффузного «сухого» спрединга [5]. Основной срыв (detachment) на начальной стадии растяжения был приурочен к поверхности М и сопровождал выведение верхнемантийных ультрамафитов на поверхность дна впадины, в сферу седиментации. Тем самым в Юкатанской впадине, также как в САХ [2], обеспечивалась интенсивная серпентинизация мантийных ультрамафитов за счет их взаимодействия с морской водой, сопровождающаяся обильным выделением метана и водорода в начальных условиях образования нефти. Но в отличие от САХ, где имеет место спрединг центрального типа, диффузный спрединг в Юкатанской впадине обусловил формирование множества каналов дренирования водорода и метана в серпентинитовом субстрате, что в значительной степени могло увеличить выход этих газов на поверхность дна.

Доказательства принципиальной возможности существования мощных процессов генерации абиогенного метана при серпентинизации ультрамафитов на дне окраинных и межматериковых морей получены недавно в медленно-спрединговом центре трога Кайман, ограничивающего Юкатанскую впадину с юга. Так, в основании западного борта рифта и в верхней части рифтовых гор обнаружены интенсивные метановые факелы с характерными низкими отношениями Mn/CH₄ [11], являющимися диагностическим признаком присутствия на дне активных гидротермальных полей, ассоциированных с серпентинитами. Компенсация режима растяжения в Юкатанской впадине в позднем

Компенсация режима растяжения в Юкатанской впадине в позднем мелу и в эоцене реализовалась в становлении аккреционной структуры Кубы в виде Северо-Кубинского складчато-надвигового пояса в обстановке сильнейшего субмеридионального сжатия. В позднеэоцен-четвертичный отрезок времени, относимый к неотектоническому этапу развития геологической истории, ранее сформированные структурно-формационные комплексы Кубы подверглись деформациям принципиально иного типа. Анализ пространственных закономерностей распределения частных неотектонических впадин и поднятий, которые можно обособить и проследить достаточно уверенно в пределах Кубы, на ее континентальном склоне и в северной части Юкатанской впадины, обнаруживает, что все они группируются в четко проявленные субширотные линейные зоны шириной до 45 и длиной до 850 км [7, 14]. Такая крупноволновая «складчатость» интерпретируется нами как результат субмеридионального сжатия, вызванного сближением Северной и Южной Америк: по данным космической геодезии VLBI (радиоинтерферометрия со сверхдлинными базами – Very Long Baseline Interferometry) установлено существование субмеридиональной компоненты движения в северном направлении Южной Америки, Африки и Антарктиды [13], а по данным глобальной сети GPS выявляется сближение Южной Америки с Северной [8], что приводит к меридиональному укорочению расположенного между ними региона Карибского моря, включающего Юкатанскую, Колумбийскую и Венесуэльскую глубоководные впадины Есть все основания полагать, что подобный геодинамический режим имел место на протяжении всего неотектонического этапа.

Именно это укорочение и обусловленное им субмеридиональное сжатие может быть причиной тектонического нагнетания и накачки сформированных в Юкатанской впадине метановых углеводородов в корневую зону офиолитовых аллохтонов, располагающуюся в пределах южного шельфа Кубы и маркируемую субширотной зоной интенсивных положительных магнитных и гравитационных аномалий, протягивающейся от западной оконечности Кубы к северу от о-ва Хувентуд и далее на восток до куполов Эскамбрая [1]. Источником этих аномалий (Gravity-Magnetic High, по [15]) служат высокоплотностные магнитные породы, что подтверждается результатами бурения: в западной части аномальной зоны на глубине 854 м под осадками скважина вошла в серпентиниты [15]. Повышенная проницаемость корневой зоны, сопровождающейся северо-вергентными надвигами, проникающими в верхнюю мантию Юкатанской впадины, обеспечила латеральную миграцию абиогенных водород-метановых флюидов, сформированных в ней в процессе «сухого» диффузного спрединга, в верхние горизонты верхнекайнозойского чехла в протяженной области северного борта впадины и прилегающей части Кубы и ее южного шельфа. Масштабы генерации углеводородов могут увеличиваться за счет высокого теплового потока, идущего от приближенного к подошве литосферы впадины горячего мантийного диапира [5] и активизирующего процессы переработки органики, содержащейся в осадках чехла.

В заключение отметим, что основные перспективы открытия новых месторождений нефти и газа в настоящее время связываются исключительно с Северо-Кубинским бассейном, прежде всего с северным шельфом Кубы и с расположенной мористее окраиной Флоридско-Багамской карбонатной платформы [16]. В рамках же нашей модели прогнозируется существование нефтегазоносной провинции с легкой нефтью в пределах южного шельфа и континентального склона Кубы. О существенном углеводородном потенциале последних косвенно свидетельствуют многочисленные поверхностные нефтяные сипы, очаги разгрузки углеводородов по каналам грязевых вулканов, нефтепроявления в мощных кайнозойских осадках прибрежных районов южной части острова [10], а также субширотная цепочка газовых сипов (смесь метана, азота, сероводорода) в южной части шельфа, протягивающаяся в восточном направлении от юго-восточной оконечности о. Хувентуд на 110 километров вдоль всего архипелага Лос-Канарреос (см. рис. 1), и выраженная в рельефе дна в виде небольших конусообразных построек [15]. Надо полагать, что газовые сипы располагаются над крупной разломной зоной, которую можно рассматривать в качестве одного из путей современной миграции углеводородных газов.

Более того, имея в виду современное напряженное состояние меридионального сжатия всего региона Карибского моря, можно говорить о возобновляемости запасов углеводородов в пределах его северного и южного обрамлений - на южном шельфе Кубы и северном шельфе Венесуэлы, соответственно.

Для подтверждения данного в настоящем докладе прогноза необходимо в первую очередь провести на слабо изученных южном шельфе и континентальном склоне Кубы комплекс сейсмических работ с целью обнаружения каналов миграции углеводородных газов и структурных ловушек типа принадвиговых антиклиналей в верхнекайнозойском осадочном чехле, подобно тому, как это имеет место на богатом углеводородами шельфе Восточного Сахалина [4], тектоническое положение и структурная позиция которого сходны с рассматриваемым в докладе регионом Карибского моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-00113, 13-05- 00136, гранта ведущих научных школ НШ-2981.2014.5 и программы № 28 Президиума РАН.

Литература

1. Буш В.А., Щербакова И.Н. Новые данные по глубинной тектонике Кубы // Геотектоника. 1986. № 3. С. 25-41. 2. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В. и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 1. № 1. С. 1-13.

3. Клещов К.А. Особенности развития нефтегазоносных бассейнов островных дуг // Нефтяная промышленность. Серия «Нефтегазовая геология и геофизика» 1981. Вып. 5. С. 4-7.

4. *Разницин Ю.Н.* Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3-18.

5. *Разницин Ю.Н.* Вклад мантийного диапиризма в образование глубоководных впадин и аккреционных призм Карибского региона // Доклады АН. 2013. Т. 453. № 2. С. 180-184.

6. *Разницин Ю.Н.* Перспективы нефтегазоносности и геодинамическая модель формирования углеводородных залежей на южном шельфе Кубы // Доклады АН. 2014. Т. 456. № 6. С. 699-702.

7. Тектоника республики Куба: Объяснительная записка к Тектонической карте Кубы масштаба 1: 500 000 / Ю.М. Пущаровский, А.А. Моссаковский, Г.Е. Некрасов и др. М.: Наука, 1989. 79 с.

8. *Трифонов В.Г., Певнев А.К.* Современные движения земной коры по данным космической геодезии // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир. 2001. С. 374–401.

9. Another Serpentine Discovery for Cuba // Oil and Gas Journal, 14th July. 1945. P. 96.

10. *Echevarria Rodriguez G., Hernandes-Perez G. et al.* Oil and gas exploration in Cuba // Jour. Petroleum Geology. 1991. Vol. 14. Is. 2. P. 259-274.

11. *German C.R., Bowen A., Coleman M.L. et al.* H₂-rich fluids from serpentinization: geochemical and biotic implication // PNAS. 2010. Vol. 107. Nb 32. P. 4020-14025.

12. Levis J.W. // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1932. Vol. 16. Nb 8. P. 809-818.

13. *Ma C., Ryan J.W.* NASA Space Geodesy Program GSFC DATA Analysis - 1998, VLBI Geodetic Results 1979-1998, August, 1998.

14. *Sunit K., Addy F. Taylor W.* Structure and seismic stratigraphy of Yucatan Basin in Western Caribbean // *AAPG Bulletin.* 1981. Vol. 65. DOI: 10.1306/2F919B2A-16CE-11D7-8645000102C1865D.

15. *Pardo G.* The geology of Cuba: AAPG Studies in Geology Series, 2009, no. 58, 360 p.

16. *Schenk C.J.* Jurassic-Cretaceous Composite Total Petroleum System and geologic model for oil and gas assessment of the North Cuba Basin, Cuba, in U.S. Geological Survey North Cuba Basin Assessment Team, Jurassic-Cretaceous Composite Total Petroleum System and geologic assessment of oil and gas resources of the North Cuba Basin, Cuba: U.S. Geological Survey Digital Data Series DDS–69–M. 2008. Chap. 2. 94 p.

Закономерные особенности латерального и глубинного распределения напряжений в коре внутриконтинентальных орогенов

Критически важным элементом исследования механизмов формирования внутриконтинентальных орогенов следует признать изучение закономерности латерального и глубинного изменения коровых напряжений. Именно данные о поле напряжений в коре этих областей позволят определить источник энергии деформационных процессов, определяющий формирование горных поднятий и сопряженных с ними внутригорных и межгорных впадин, а также передовых прогибов.

Изучение природного напряженного состояния на основе комплекса тектонофизических и геофизических данных, а также данных горного дела показывает их латеральную и глубинную неоднородность в коре горно-складчатых областей. Согласно результатам тектонофизической реконструкции напряжений [Rebetsky et al., 2012; Ребецкий и др., 2014], выполненной на основе сейсмологических данных о механизмах очагов землетрясений для внутриконтинентальных орогенов Северного Тянь-Шаня, Алтая и Саян, установлено, что в верхней части консолидированной коры (5-20 км) для активно растущих горных поднятий (хребтов) в большинстве случаев наблюдается субгоризонтальная ориентация осей максимального сжатия, а для развивающихся в настоящее время прогибов (крупных внутригорных и межгорных впадин, передовых прогибов) субгоризонтально ориентирована преимущественно ось максимального девиаторного растяжения (рис. 1).

Поскольку геодинамический тип напряженного состояния определяет индекс главного напряжения, действующего в субвертикальном направлении, то коре поднятий могут отвечать режимы горизонтального сжатия или горизонтального сдвига, а коре впадин – горизонтального растяжения или горизонтального сдвига. При этом такую антиподную пару напряженных состояний следует признать взаимосвязной, т.к. активные горные поднятия всегда сосуществуют рядом с развивающимся осадочным бассейном впадины. Объединяющим геодинамическим фактором этих структур являются поверхностные экзогенные процессы, которые приводят к горизонтальному перемещению эродированного материала. Скорости эрозии и денудации горных поднятий сопоставимы со скоростями вертикальных движений (до 0.1-1 мм/год) [Оллиер, 1984],

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва



Рис. 1. Схемы глубинного и латерального изменения напряженного состояния для верхней части консолидированной коры областей поднятий и прогибов (*a*), а также для крупных региональных платообразных структур (δ), построенные по результатам тектонофизической реконструкции напряжений на основе сейсмологическим данных. 1 - кора поднятий, имеющих выраженные хребты, 2 – кора прогибов, 3 – осадочный бассейн, 4 – кора горного плато. Стрелки вдоль склонов поднятий показывают направления сносимого вещества, а внутри коры – направление тектонического течения пород. Знаком ? отмечены участки коры, требующие дополнительного исследования напряженного состояния

что говорит о большом вкладе этих процессов в формирование особенности внутрикорового напряженного состояния.

Характерный размер областей поднятий и прогибов, связанный с описываемой закономерностью смены типа напряженного состояния, составляет первые сотни километров, что говорит о внутрилитосферном или внутрикоровом источнике деформационного процесса. На рис. 1, а показана интерпретация действия внутрикорового источника, создающего глубинное тектоническое течение из областей прогибов в рядом расположенные и активно развивающиеся горные поднятия. Это течение создает субгоризонтальную ветвь, противоположную по направлению переносу эродированной породы вдоль поверхности. Скорость внутрикорового течения может быть выше скорости вертикального течения в приповерхностной части горных поднятий, поскольку должна компенсировать уменьшение высот за счет эрозии поверхности, а также увеличение корней гор. В этой первой модели формирования структуры первичным является создание рельефа на кровле коры. Затем, под действием изостазии образуются корни и антикорни под поднятиями и прогибами - соответственно. Можно также предположить, что источник деформаций, расположенный в литосфере или непосредственно у ее подошвы (в астеносфере), создает мелкомасштабную мантийную конвекцию, определяя формирование рельефа прежде всего на подошве коры. Вслед за этим в результате изостатической компенсации образуются поднятия и прогибы. Вторая модель формирования структуры по конечному результату не отличается от предложенной выше, но обе эти модели различаются по напряженному состоянию.

Дальнейшее изучение закономерности распределения современных тектонических напряжений в коре Высокой Азии (Тибет и Памир) [Ребецкий, Алексеев, 2014] показало, что в тех случаях, когда горное поднятие имеет достаточно плоскую форму (плато, нагорье, плоскогорье) геодинамический тип напряженного состояния в коре отвечает горизонтальному растяжению или горизонтальному сдвигу (рис. 1, б), где почти всегда в субгоризонтальном направлении действует ось максимального девиаторного растяжения и достаточно часто в вертикальном направлении ориентирована ось максимального сжатия. Важно отметить, что центральная часть Памира, как и центральная часть Тибета, где оси девиаторного растяжения субгоризонтальны, окружены горными поднятиями, имеющими ярко выраженную форму хребтов, в коре которых наблюдается режим горизонтального сжатия. Таким образом, две совершенно противоположные структуры внутриконтинентальных орогенов: прогибы (крупные внутригорные и межгорные впадины) и поднятия, имеющие плоский рельеф, имеют одинаковый тип напряженного состояния. Заметим, что напряженное состояние коры, в котором максимальное сжатие субвертикально (геодинамический тип – горизонтальное растяжение) отвечает чисто гравитационному режиму нагружения, когда дополнительное горизонтальное давление отсутствует.

Можно предположить, что в горных плато сохраняется режим напряженного состояния горизонтального растяжения, имевший место в платформенной стадии развития, а увеличение мощности коры происходило не за счет горизонтального перераспределения вещества между корой прогибов и поднятий, а за счет наращивания корового материала в глубину литосферы. Другой вариант эволюции плато предполагает, что в начальной стадии горообразования в коре идет перераспределение вещества и поэтому в поднятиях превалирует режим горизонтального сжатия. По-мере увеличения площади будущего горного плато срединные его части отдаляются от крупных межгорных впадин и передовых прогибов, что приводит к резкому снижению скорости эрозии и денудации. Происходит консервация платообразного рельефа, внутрикоровое перемещение вещества прекращается, начинает превалировать типичный режим гравитационного напряженного состояния с субвертикальной ориентацией оси максимального сжатия (рис. 1, δ).

Заметим, что сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений позволяют получить информацию о напряжениях для относительно глубоких горизонтов коры (5-20 км). В этой связи важно выяснить, а существует ли глубинная изменчивость напряженного состояния. Так, в частности, крайне важно знать, какой тип напряженного состояния существует в приповерхностных слоях горных поднятий и в осадочных бассейнах, а также возможно ли изменение напряженного состояния в глубине коры вблизи границ М (эти участки отмечены на рис. 1 знаком ?). С целью исследования этого вопроса нами анализировались результаты палеостресс-реконструкции, выполненные при изучении складчатых структур, которые, хотя и для объектов меньшего масштаба (характерный размер складок первые километры), позволяют понять закономерности распределения напряжений в областях формирования рельефа в виде поднятий (антиклинали складок) и впадин (синклинали складок). Приоритет подобных исследований в нашей стране связан с М.В. Гзовским, который изучая закономерности формирования складок Байджансайского антиклинория горного хребта Каратау, получил данные об ориентации осей главных напряжений, отвечающих за формирование структур разного линейного масштаба [Гзовский, 1959, 1963]. Было установлено, что в данном районе наиболее крупным складчатым структурам – антиклиналям (поперечный размер первые км) отвечает субвертикальная ориентация осей максимального

сжатия σ_3 и субгоризонтальная для осей минимального сжатия σ_1

(рис. 2, *a*). Траектории осей σ_1 стремятся быть параллельными наклону крыльев антиклинали. Для синклиналей получена субвертикальная ориентация осей минимального сжатия и субгоризонтальная для осей максимального сжатия (рис. 2, δ). В обоих случаях субвертикальные оси имеют меньшие углы погружения в крыльях с погружениями к ядру антиклинали или синклинали. Субгоризонтально ориентированные оси главных напряжений формируют траектории, имеющие выгиб вверх над ядром антиклинали или синклинали. Промежуточная ось главного напряжения σ_2 ориентирована вдоль шарниров складок. Отметим, что подобная закономерность ориентации осей главных напряжений была также установлена и в работе [Маринин, 2013] для Симисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ).

Специально отметим, что полученная М.В. Гзовским закономерность распределения напряжений в антиклиналях и синклиналях складок Байджансайского антиклинория отвечает именно моменту их наиболее активного формирования. М.В. Гзовский объяснял данную закономерность действием механизма поперечного изгиба, особенности которого исследовались на моделях из пластичных глин. В моделях под антикли-





Рис. 2. Закономерности изменения ориентации главных напряжений для антиклиналей (*a*) и синклиналей (*б*) полученные в работе [Гзовский, 1963] (рисунки из этой работы) по данным о сопряженных парах сколов. Точечный пунктир – траектории осей минимального сжатия, штрих-пунктир – траектории осей максимального сжатия. На совмещенной фотографии тектонофизических экспериментов по формированию поднятия и прогиба (*в*) изображены ориентации осей главного максимального сжимающего напряжений, соединяющие результаты изучения природных структур и результаты моделирования, в нашей интерпретации (для прогибов)

налями и синклиналями задавалось вертикальное движение штампа, которое формировало поднятие и опускание с соответствующей структурой разрывов и траекторий главных деформаций. Как показали результаты моделирования, выполненного сотрудниками лаборатории М.В. Гзовского (Е.И. Черткова, Ма Цзинь) на крыльях, как антиклиналей, так и синклиналей формируются взбросы, что позволило нам соединить эти две тектонофизические модели на рис. 2, *в* (пунктирные прямоугольники указывают центральные части двух моделей). В сводовой части моделируемой антиклинали наблюдаются грабенообразные трещины, что соответствует данным о природных напряжениях, полученных в этих частях структуры. Но вот в срединной части прогибов (синклиналей) в моделях слои сохраняли спокойное залегания, эквивалентное начальной стадии, до опускания штампа. Это подсказывает, что в указанно части модели имеет место чисто гравитационное напряженное состояние с субвертикальной ориентацией осей максимального сжатия. Данный результат позволил поставить под сомнение субгоризонтальное положение траекторий максимального сжатия в срединной части рис. 2, *б*, показанное в работе [Гзовский, 1963].

На рис. 2, *в* нами были нанесены ориентации осей главных напряжений, отвечающие результатам палеостресс анализа везде кроме ядра прогиба и его глубинной части. Здесь для прогиба ориентация осей показана, отвечающей гравитационному напряженному состоянию, в глубине поднятия (на месте штампа) ориентация осей сжатия дана в соответствии с результатами реконструкции палеонапряжений М.В. Гзовского для Пономаревской антиклинали. Подобная ориентация главных осей напряжений отвечает и результатам нашей реконструкции, выполненной по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений. Таким образом, совмещение данных рис. 1 и рис. 2 позволяет предложить модель глубинного и латерального изменения напряженного состояния для горно-складчатых областей.

Вероятно также, что предложенная модель распределения напряжений в верхних слоях коры не единственная. Возможны различные отклонения от нее. Важно, чтобы используемые для построения новых моделей данные были получены из природных объектов. Кроме тектонофизических данных, представленных выше, к данным такого типа следует отнести замеры напряжений in-situ, полученные в горном деле [Brady, Brown, 2004]. Они в большом количестве свидетельствуют о превалирования режима горизонтального сжатия в верхнем слое (до 4 км) областей поднятий и щитов. Соответственно для осадочных бассейнов эти данные показывают превалирование режима горизонтального растяжений. В первом случае эти данные противоречат результатам, представленным на рис. 2, e, а во втором с ним согласуются.

Созданные на основе натурных данных модели распределения напряжений в коре орогенов требуется проверить математическим моделированием, которое и должно дать ответ о причинах формирования поля напряжений и определить энергетические источники деформационного процесса.

Работа выполнена при поддержке программы № 6 ОНЗ РАН и Российского Фонда Фундаментальных Исследований грант 13-05-00892-а.

Литература

1. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. I, II. М.: Изд-во АН СССР. 1959. 265 с.; Ч. III, IY. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.

2. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IY. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.

3. Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.

4. *Маринин А.В.* Тектонофизические исследования Семисамской антиклинали (Северо-Западный Кавказ) // Геодинамика и Тектонофизика. 2013. Т. 4, вып. 4. С. 461-484.

5. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саян // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 2. С. 271-291.

6. *Brady B., Brown E.* Rock mechanics for underground mining. Third edition. Kluwer Academic Publishers. 2004. 688 p.

7. *Rebetsky Yu.L., Sycheva N.A., Kuchay O.A., Tatevossian R.E.* Development of inversion methods on fault slip data. Stress state in orogenes of the central Asia // Tectonophysics. 2012. Vol. 581. P. 114-131. 10.1016/j.tecto.2012.09.027.

Глубинное строение и активная тектоника зоны перехода от Западного Кавказа к Восточному Крыму

Проведено полевое геолого-геоморфологическое изучение зон активных разломов сочленения Крымской и Кавказской подвижных систем. Основной особенностью геологического строения региона является развитие многокилометровой толщи глинисто-песчаных кайнозойских осадков собранных в узкие антиклинальные складки, разделённые пологими синклинальными понижениями. Большинство антиклиналей выражено в рельефе пологими грядами. По данным [2] к основным активным структурам относятся Южно-Азовский разлом, Вышестеблиевская флексура, разлом Керченского пролива (подводный), Правдинский разлом.

Полевое изучение структуры зон разломов показало, что Южно-Азовский и Правдинский дизъюнктивы демонстрируют позднечетвертичную геологическую активность. В ходе проведенных исследований на северном (Азовском) побережье Керченского и Таманского п-овов обнаружены выходы на сушу зоны активного Южно-Азовского разлома. В зоне разлома выявлены и детально изучены яркие признаки молодых тектонических смещений – надвиги неогеновых пород на позднеплейстоценовые лессовидные суглинки. Разнообразные признаки, к которым относятся, прежде всего, сильные тектонические изменения в молодых отложениях, указывают на импульсный характер подвижек при сильных землетрясениях. Амплитуды смещений достигали первых метров. Последнее крупное смещение произошло в голоцене, но до начала формирования мощного слоя чернозема, т.е. несколько тыс. лет назад. Менее масштабная подвижка произошла в позднем голоцене, скорее всего несколько сот лет назад.

Другой район широкого развития сейсмогенных нарушений – южное и юго-восточное побережье Керченского п-ова, где по данным [2] трассируется Правдинский активный разлом. Здесь расположены сейсмодислокации г. Опук. По археосейсмологическим данным деформации по возрасту можно разделить на три генерации. Самая молодая генерации имеет возраст в первые сотни лет. Вторая – 2-2,5 тыс. лет. Возраст третьей – первые тысячи лет.

Все эти материалы свидетельствуют о голоценовой сейсмической активности региона.

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН



Рис. 1. Положение выявленных активных разломов (жирные линии) и точек наблюдения вдоль профиля ММЗ изображенного на рис. 2

Строение зон выделенных разломов в недрах изучено с помощью геофизического метода микросейсмического зондирования (ММЗ) [1]. Профилирование ММЗ (рис. 1) было выполнено по четырем линиям близмеридионального простирания. Метод позволяет определить зоны понижения или повышения скоростей относительно региональной скоростной модели. Области понижения сейсмических скоростей обычно ассоциируются с зонами тектонической нарушенности или флюидонасыщенности.

Для ряда активных на поверхности разломов получено подтверждение их проникновения в глубокие недра. Так что они обоснованно могут быть причислены к рангу глубинных разломов. В частности MM3 позволил выявить в акватории Керченского пролива зону пониженных скоростей, которую можно ассоциировать с тектоническим нарушением. Это нарушение (рис. 2) в виде контрастной низкоскоростной вертикальной зоны прослеживается от глубин, на которых заканчиваются приповерхностные некомпетентные осадки (3 км ниже уровня моря), до сред-



Рис. 2. Разрез ММЗ по профилю по острову и косе Тузла

них горизонтов коры (25-30 км). Можно полагать, что обнаруженное нарушение трассируется вдоль оси Керченского пролива в северо-восточном направлении.

С целью оценки скоростей молодых складчатых деформаций на Таманском п-ове были изучены Фонталовская и Тузлинская антиклинали. Скорость роста Фонталовской антиклинали оценена по величине очень выразительной деформации молодого (1,5-1 тыс. лет) террасового уровня - 1,2-1,9 мм/год. В районе мыса Тузла, где развита одноимённая антиклиналь, оценен размах складчатых деформаций за последние 95 тыс. лет; скорость роста складки составила 0,5 мм/год. В целом антиклинальные структуры имеют диапировую природу.

В пределах региона сосредоточены многочисленные грязевые вулканы, демонстрирующие современную активность [3]. В основном вулканические аппараты приурочены к осевым зонам антиклинальных складок и к зонам активных разломов.

В целом, выполненные геолого-геофизические исследования показали, что зона перехода от Западного Кавказа к Восточному Крыму характеризуется высоким уровнем современной геологической и сейсмической активности. То есть, периклинальные замыкания складчатых систем Большого Кавказа и Южного Крыма в этом районе нельзя рассматривать как слабоактивные структуры пассивного погружения в недра.

Литература

1. Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм. // Физика Земли. 2008. №7. С. 66-84.

2. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско – Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с.

3. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: ГлавМедиа, 2006. 176 с.
Зоны массированного нефтегенеза как зоны глубинных надвигов: модель и сопоставление с эмпирическими данными

Несмотря на огромный объем исследований, процесс нефтегенеза остается загадочным. В книге о проблемах энергетики и цивилизации на нашей планете Е.Теллер в 1979 г. пишет: - «я обращался к лучшим геологам и лучшим нефтяникам за ответом и могу авторитетно заявить – никто не знает» [1]. Действительно, образование УВ из рассеянного органического вещества (РОВ) в квазиравновесном режиме запрещено термодинамикой – химические потенциалы вещества РОВ ниже потенциалов большинства типичных компонент нефтей; поэтому немыслим процесс созревания нефтей в нефтематеринских толщах в течение длительного времени как это изначально предполагалось в биогенной модели нефтегенеза. Значительные возражения встречает также и альтернативная абиогенная модель нефтегенеза. Да, экспериментально и теоретически показано, что в условиях восстановленного режима при Р,Т условиях, отвечающих глубинам 100-150 км возможно образование сложных УВ. Однако не ясно, где и в каких условиях может реализовываться в мантии такой восстановительный режим. Отметим также, что при подъеме УВ к поверхности, в условиях уменьшающегося давления и все еще высоких температур можно ожидать распада сложных УВ на метан, углерод (графит), окись и закись углерода, воду. Необходимо также объяснить высокую концентрацию нефти в нефтегазоносные провинции и месторождения. Возможности объяснения такой концентрации особенно проблематичны для классической осадочно-миграционной модели, в которой предполагается исходно квазиравномерное (определяемое концентрацией РОВ и тепловым режимом) возникновение и распределение нефтей в осадочном чехле.

Отмеченные трудности привели к распространению в последнее время несколько нечетких представлений о полигенной природе нефтегенеза и об образовании нефти в сильно термодинамически неравновесных условиях [2-4 и др.]. В последнем случае, образование нефти трактуется как пример функционирования динамической системы по И.Пригожину, когда сильно неравновесная система существует за счет входящих по-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, rodkin@mitp.ru

токов вещества и энергии; предполагается, что компоненты нефти образуются в термодинамически сильно неравновесном режиме и быстро выносятся из реакционного объема в верхние более холодные горизонты литосферы где могут длительно сохраняться в метастабильном состоянии.

Если исходить из такой трактовки, то следует задаться вопросам – где в тектоносфере реализуются условия для функционирования такого рода проточного химического реактора? Следуя [5], уточним, что для такого реактора необходим поток восходящих вод низкой минерализации – только такие флюиды могут эффективно растворять и выносить из реакционной зоны образующуюся здесь нефть. Но глубинные слабоминерализованные воды встречаются редко; степень минерализации обычно растет с глубиной и с температурой. Исключением являются, вновьмобилизуемые воды, образующиеся при интенсивных процессах дегидратации, протекающих при быстром погружении водосодержащих пород в зонах глубинных надвигов. Отсюда естественно сопоставить потенциальные области интенсивного нефтегенеза с зонами глубинных надвигов. Отметим, что при этом облегчается проблема объяснения концентрации запасов нефти – надвиги собирают вещество РОВ с площади и концентрируют продукты превращения вдоль линии надвига. В этой модели легко объясняется и процесс подпитки УВ месторождений из глубинных источников. Ниже обсуждается степень согласия такой модели с геолого-геофизическими данными.

Прежде всего, отметим известные данные о приуроченности скоплений УВ к зонам разломов, причем преимущественно надвигового типа. В дополнение к этим, ранее уже обсуждавшимся аргументам [5], обсудим данные по глубинному строению зон крупных месторождений УВ. Специфика глубинного сейсмического строения зон крупных месторождений УВ рассмотрена в монографии [6]. В этой монографии для 48 случаев пересечения сейсмическими геотраверсами зон крупных УВ месторождений были единообразно систематизированы присущие этим зонам характерные особенности глубинного строения. Эти особенности, суммированные в табл.1 Приложения 1 монографии [6], были проанализированы нами статистически.

Наиболее типичными чертами строения крупных УВ месторождений оказались следующие: наличие зоны пониженных значений Vs по горизонтали – 34 случая; зоны понижения Vp/Vs по горизонтали или вертикали - 32 и 31 случай соответственно; зоны повышения Vp/Vs по горизонтали и вертикали - 30 и 28 случаев; наличие резких скоростных контактов - 30 случаев; наличие наклонных сейсмических границ – 20 случаев. Т.е.. к типичным признакам крупных УВ месторождений относится наличие скоростных неоднородностей сейсмических Vp и Vs волн и

величин отношения Vp/Vs. Реже выявляется приуроченность районов нефтегазообразования к зонам развития в коре мощных наклонных сейсмических разделов. Здесь следует, однако, иметь в виду, что при пересечении наклонной структуры трассой сейсмического профиля она будет надежно выделена только при удачном (субперпендикулярном) пересечении этой структуры профилем; т.е., реальное число наклонных структур будет раза в полтора больше наблюденного. Все отмеченные особенности строения типичны для развития зон надвигов. Другие черты глубинного строения для зон крупных УВ месторождений существенно менее типичны. Так ожидаемая (типичная для зон осадконакопления) связь областей УВ месторождений с подъемом границы М фиксируется только в трети случаев. Заключаем, что данные по глубинному сейсмическому строению зон массированного нефтегенеза весомо свидетельствует в пользу соответствия таких областей зонам глубинных надвигов.

Рассмотрим теперь данные о концентрации в нефтях примесных элементов и связи соотношений концентрации примесей с соотношениями, типичными для состава верхней и нижней континентальной коры. Для этого воспользуемся данными [7, 8] о концентрации элементов примесей в нефтях отдельных нефтегазоносных провинций и средних значений соответственно, и данными [9] о среднем составе верхней и нижней континентальной коры. Учитывая огромные, на порядки величин, различия концентрации различных примесей перейдем от самих концентраций к их логарифмам. Результаты сравнения приведены в таблице, откуда следует, что во всех случаях состав примесей в нефтях оказался ближе к составу нижней коры, чем верхней.

Таблица

		-				
	Днепров-	Тимано-	Волго-	Западно-	Восточно-	Миро-
	ско-	Печер-	Ураль-	Сибир-	Сибирская	вые дан-
	Донецкая	ская	ская	ская		ные
Верхняя	0.46	0.48	0.51	0.66	0.48	0.25
кора						
Нижняя	0.62	0.64	0.67	0.78	0.63	0.35
кора						

Корреляция концентраций элементов примесей в нефтях со средним составом верхней и нижней континентальной коры по ряду нефтегазоносных провинций и по миру

По данным таблицы можно примерно оценить отношение вкладов пород верхней и нижней коры в формирование состава примесей в нефтях. Получим, что вклад нижней коры выше (для разных данных) от 1.5

до 1.9 раза. Полученный результат явно указывает на активную вовлеченность пород нижней коры в процесс формирования месторождений нефти. Применительно к модели проточного реактора получаем, что больший вклад в поток промывающих реакционную УВ зону восходящих флюидов связан с дегидратацией пород низов континентальной коры, т.е., отвечающие массированному нефтегенезу зоны надвигов достаточно глубинны.

Подчеркнем, что приведенные результаты не являются неожиданными. Представленный в [10] анализ типичных черт области крупного месторождения нефти уже указывал на связь месторождений с зонами надвига, а предложенный в [11] анализ косной и живой материи (по Вернадскому) указывал на возможность и промежуточных вариантов. Отметим также в заключении, что в рамках предложенного подхода полагавшиеся некогда альтернативными – биогенная и абиогенная – интерпретации теряют свою антиномичность, и скорее наблюдается (уже ранее подчеркиваемая разными авторами) конвергенция этих двух концепций.

Литература

1. *Teller E.* Energy from Heaven and Earth. San Francisco: W.H. Freeman, 1979. 322p.

2. *Дмитриевский А.Н.* Полигенез нефти и газа // ДАН. 2008. Т. 419, №3. Р. 373-377.

3. *Соколов Б.А.* Пять парадоксов нефтегазовой геологии // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1995. № 2

4. *Родкин М.В.* Происхождение нефти: старый спор – новые аргументы. Наука в России. 2004. № 5. С. 28-33.

5. *Родкин М.В.* Очаг нефтеобразования как неравновесная динамическая система – сопоставление с эмпирическими данными. Геолог Украины, 2006. № 4. С. 60-67.

6. *Булин Н.К., Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазоносности по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.

7. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Геохимические особенности нефти различных регионов и возможный источник металлов в ней // Докл. РАН. Геохимия. 2008. Т. 422, № 1. С. 1-5.

8. Шпирт М.Я., Рашевский В.В. Микроэлементы горючих ископаемых. М.: Кучково поле, 2010. 384 с.

9. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 383 с.

10. Сафонов А.С., Дунаева Л.П., Корольков Ю.С., Семяшкин А.Г., Страхаль М.В. Физико-геолого-генетическая модель – основа прогноза высокоперспективных зон нефтегазоносности // Прикладная геофизика. 1994. Вып. 131. С. 385-392.

11. Бурков Ю.К., Рундквист Д.В. Накопление рудных элементов в процессе эволюции земной коры // Зап. Всес. Мин. Об-ва. 1977. Вып. 5. C 629-637

А.Г. Родников¹, Л.П. Забаринская¹, В.Б. Пийп², **Н.А. Сергеева¹, М.В. Нисилевич¹**

Геодинамика осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин Арктики

Северный Ледовитый океан обрамлен пассивными континентальными окраинами, для которых характерны длительные и интенсивные погружения. В результате этих процессов накопились многокилометровые толщи осадочных пород – свыше 15-20 км. Арктические моря России расположены, в основном, в пределах шельфа Северного Ледовитого океана. Проведенные в пределах Баренцево-Карского региона сейсмоло-гические исследования [1] показали распространение в верхней мантии высокоскоростных аномалий, свидетельствующих о ее высокой плотности, что, возможно, указывает на распространение древней континентальной литосферы под окраинными морями. Вероятно, осадочные бассейны развивались как внутрикратонные впадины, в дальнейшем разрушенные рифтогенными процессами. Формирование их связано с развитием Западно-Сибирской плиты, северной частью которой они являются, а также с раскрытием в мезозойскую эру Северного Ледовитого океана.

Считается [2], что в домезозойское время на месте Северного Ледовитого океана существовала Арктида как часть Пангеи, что подтверждается распространением в пределах арктического региона высокоскоростных аномалий до глубин 250-300 км [3]. Последующие мезозойскокайнозойские геодинамические процессы привели к раскрытию Амеразийского и Евразийского бассейнов. Интерпретация геофизических данных с привлечением результатов геологических исследований свидетельствует, что раскрытие Амеразийского бассейна началось 157 млн лет на-

 ¹ Геофизический центр РАН (ГЦ РАН), Москва, Россия
² Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия



Рис. 1. Структурная схема литосферных плит Северного Ледовитого океана. 1 – направление и модуль скорости по данным GPS-измерений, мм/год; 2 – примерные границы литосферных плит; 3 – разломы

зад и продолжалось до 140–120 млн лет [4]. Евразийский бассейн образовался в процессе спрединга океанической коры, начавшегося 58 млн лет назад [5, 6]. Срединно-океанический хребет из Атлантического океана прорвался в Северный Ледовитый океан в виде рифтовой зоны хребта Гаккеля, продолжением которого на Азиатском материке является Момский грабен, протянувшийся во внутренней части Верхояно-Колымской системы на расстояние свыше 1200 км [7, 8] (рис. 1).

Измерения на станциях, расположенных на Восточном побережье Гренландии, показывают, что Северо-Американская плита в этом месте движется со средней скоростью в 22.8 мм/год по азимуту 323°. К сожалению, данных о движении Евразийской плиты на территории России недостаточно. Выводы о движении плиты, сделанные по трем станциям: Норильск, Тикси и Билибино, свидетельствуют о средних скоростях, превышающих 20 мм/год с азимутом 205-264° [9]. Данные GPS свидетельствуют о постепенном раскрытии Северного Ледовитого океана и сокращении площади Тихого океана, по крайней мере, северной его части. Раскрытие в мезозойскую эру Северного Ледовитого океана оказало влияние на глубинное строение осадочных впадин, геодинамическое развитие которых рассмотрено на примере Южно-Карской впадины.

На рис. 2 представлен глубинный разрез Южно-Карской впадины, построенный по данным многочисленных сейсмических исследований [10] по методике, разработанной в МГУ [10, 11]. Юго-западная часть разреза расположена в пределах Западно-Сибирской плиты, а северовосточная открывается в океан. Кора впадины имеет двухслойное строение. Глубина Мохо увеличивается до 43 км. Максимальная мощность осадочного слоя составляет 12 км, слой характеризуется повышенным градиентом и скоростями от 3 до 6.2 км/с. Верхняя часть коры со скоростью от 6.4 до 6.8 км/с и мощность около 12 км образует прогиб до глубины 25 км. Отмечаются пониженные сейсмические скорости в основании коры вдоль поверхности Мохо, свидетельствующие об активности глубинных процессов в верхней мантии. В основании впадины, вероятно, прослеживаются рифтовые системы, протянувшиеся со стороны Западно-Сибирской низменности [12, 13].

В пределах Южно-Карского бассейна выявлены впадины, ограниченные сбросами и заполненные пермско-триасовыми отложениями, образующими рифтовую систему [14]. Такое геологическое строение Южно-Карской впадины свидетельствует о связи со структурами Западно-Сибирской плиты, где скважинами были вскрыты основные эффузивы трапповой формации, переслаивающиеся с отложениями континентального генезиса [13]. В пределах Южно-Карской впадины фундамент не вскрыт скважинами. Данные по прилегающим регионам Новой Земли, п-ова Таймыр, Западной Сибири, а также материалы морской сейсморазведки, возможно, свидетельствуют, что в строении фундамента участвуют докембрийские и палеозойские породы [13, 15].

 главные разделы в земной коре; 2 - граница Мохо; 3 - изолинии сейсмических скоростей, км/с ем профиля разреза.





Выделенные в Карском море сейсмическими исследованиями триасовые отложения сложены, по аналогии с породами п-ова Ямал, прибрежно-морскими образованиями, трансгрессивно залегающими на палеозойских породах [15]. Вместе с палеозойскими отложениями они образуют рифтовый комплекс пород широко развитый в пределах арктического региона. Мезозойские отложения, выполняющие впадину, сложены терригенно-морскими породами. Трансгрессии и регрессии моря в мезозойскую эру обусловлены геодинамическими процессами, протекающими в регионе Северного Ледовитого океана.

Осадконакопление в юрский период на большей части Карского моря и севере Западно-Сибирской плиты происходило в пределах единого мелководного морского бассейна, с повторяющимися повышениями и понижениями уровня моря. В это время происходило накопление песчано-глинистых пород. Максимальное прогибание впадины, сопровождаемое трансгрессией моря, приходится на конец юрского времени и, вероятно, связано с раскрытием Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана. В позднеюрскую и раннемеловую эпохи происходило образование морских песчано-глинистых пород, представляющих собой чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин. В позднемеловую эпоху, по-видимому, в связи с раскрытием Евразийского бассейна образовался Северо-Сибирский порог, ограничивающий Южно-Карскую впадину от океана. В позднем мелу происходило накопление глубоководных глинистых пород, в кайнозое сменяемых толщей глин с прослоями песчано-алевритовых образований.

Литература

1. *Ritzmann O., Faleide Jan Inge*. The crust and mantle lithosphere in the Barents Sea/Kara Sea region // Tectonophysics. 2009. V. 470. № 1-2. P. 89–104.

2. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3-35.

3. Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии арктического региона по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2012. № 10. С. 1261-1272.

4. Соколов С.Ю. Тектонические элементы Арктики по данным мелкомасштабных геофизических полей // Геотектоника. 2009. № 1. 23-38.

5. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Арктического океана // Геофизические методы разведки в Арктике. 1968. № 5. 1968. С. 8-19.

6. Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Кононов М.В., Мазарович А.О. Тектоническая природа и геоисторический аспект происхождения Центрально-Арктических поднятий // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Материалы 45 (XLV) Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 214-218.

7. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 247 с.

8. *Грачев А.Ф.* Арктический бассейн и срединно-океанический хр. Гаккеля // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Ред. А.Ф. Грачев. М.: Пробел, 2000. С. 229-245.

9. GIPSY-OASIS. GNSS-Inferred Positioning System and Orbit Analysis Simulation Software. https://gipsy-oasis.jpl.nasa.gov/index.php?page=home

10. Куницын А.В., Пийп В.Б. Строение коры Баренцево-Карского региона по данным детальных исследований методом глубинного сейсмического зондирования // Вестник МГУ, серия геологическая. 2008. № 3. С. 55-63.

11. Пийп В.Б., Родников А.Г. Глубинные структуры континентальной окраины Приморье – Японское море по сейсмическим данным // Вестник МГУ, серия геологическая. 2009. № 2. С. 61-67.

12. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13-30.

13. *Тимонин Н.И*. Строение литосферы и нефтегазоносность Баренцево-Карского региона // Литосфера. 2009. № 2. С. 4-55.

14. *Никишин В.А.* Внутриплитные и окраинноплитные деформации осадочных бассейнов Карского моря. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2013. 21 с.

15. Ульянов Г.В. Геолого-геохимические предпосылки газонефтеносности юрских отложений Южно-Карской впадины. Автореф. дисс. канд. геол.мин. наук. М.: МГУ, 2011. 132 с.

<u>О.М. Розен¹</u>

Как началось осадконакопление в хадее и продолжилось в архее?

Первоначально, во времена эона хадей, 4.6 to 4 млрд лет назад (Hadean eon, [5]), по имеющимся данным образовались: 1 – обломочный циркон с возрастом 4.4 млрд лет (источники на поверхности не обнару-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

жены) в терригенных архейских гнейсах кратона Пилбара, Австралия, [6], а также циркон, 4.1 млрд лет – ядро и 3.61 – кайма, в кварците ордовика Тибета [10]. 2–гнейсы Гренландии, 4.4 млрд лет (Narryer gneiss [6]), 3 – гранито-гнейсы Акаста провинции Слейв, Канада возраст > 4.03 млрд лет [9], 4– складчатый пояс Нувуагитук, Канада > 4.03 млрд лет, в котором присутствуют первые в истории осадки.

Пояс Нувуагитук по строению и составу пород является первым по времени зеленокаменным поясом (рисунок). Он образует изоклинальную синформу, изогнутую внутри более крупной синформы, наклоненной к югу, которые окружены тоналитами с возрастом 3.66 млрд лет [7] В состав пояса входят габбро и ультрамафиты, возможно образующие офиолитовую ассоциацию. Большую часть площади пояса занимают апобазальтовые амфиболиты. В прослоях 0.5-1.0 м мощности присутствуют фельзические (кварц-полевошпатовые, кислые) породы, состоящие из плагиоклаза, биотита и кварца – по-видимому метапелиты. В состав пояса также входят кварциты – предположительно первичные кремни – и полосчатые железные руды. Амфиболиты по Sm-Nd изохроне имеют возраст 4280 млн лет. Очевидно, что среди древнейших осадков уже присутствует океаническая ассоциация базальты-кремни, равно как и глинистые отложения (пелиты и частично зеленые – хлоритовые сланцы.

Позднее, во время эона архей, 3.8–3.2 млрд лет назад, спектр осадочных отложений в зеленокаменных поясах и бассейнах формационно не отличается от островодужных толщ фанерозоя [1]. Уже в то время присутствуют фрагменты карбонатов (в том числе строматолитовых) пассивных окраин, эвапориты, пелиты и обломочные кварциты (мономиктовые кварцевые песчаники), присущие стабильным шельфам, также как и подчиненные синорогенные турбидиты, конгломераты и полимиктовые песчаники – главным образом граувакки присущие глубоководным трогам [4]. На кровле древних кратонов осадочные отложения присутствуют в иных количественных соотношениях, чем в зеленокаменных поясах, и соответствуют скорее обстановке платформенного типа. Уже 3.5 млрд лет назад в таких супракратонных осадочных бассейнах были достаточно широко проявлены шельфовые, кварц-аренитовые ассоциации (обычно с карбонатами) и высокозрелые косослоистые мономиктовые кварцевые песчаники, а также вулканокластические ассоциации [3, 8]. Присутствие обломочных кварцитов маркирует снос с выветрелых пород зрелого пенеплена, что указывает на продолжительное существование изостатически уравновешенной, континентальной коры. Главным фактором докембрийского карбонатонакопления в архее оказываются цианобактериальные маты, причем строматолитовые карбонатные платформы составляют заметную часть мелководного шельфа [2].



Литература

1. Розен О.М. Стабилизация и начало распада архейских кратонов: формирование осадочных бассейнов, мафитовый магматизм, металлогеническая продуктивность // Геотектоника, 2011. №1. С. 3–27

2. Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А. и др. Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 1. Архей и ранний протерозой // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 3–39.

3. *Eriksson K.A., Donaldson J.A.* Basinal and shelf sedimentation in relation to the Archaean–Proterozoic boundary // Precamb. Res. 1986. T. 33. C. 103–121.

4. Greenstone belts / Eds. de Wit M. Ashwal L.D. Oxford Monographies on Geology and Geophysics. 1997. T. 35. 809 p.

5. International Commission on Stratigraphy's International Stratigraphic Chart, 2009.

6. *Myers J.S.* Tectonic Evolution of continental crust: from the oldest remnants to late Archean time in Australia and Greenland. 32-nd IGC. 2004. Abstr., 241-10/11.

7. O'Neil J., Carlson R.W., Francis D.C., Stevenson R.K. Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust // Science. 2008. T. 21, C. 1828-1831.

8. *Thurston P.C., Chivers K.M.* Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada // Precamb. Res. 1990. T. 46. C. 21–58.

9. Uehara Y., Komiya T., Iizuka T., Ueno Y., Katayama I. Geology of the Acasta Gneiss Complex: New evidence of the oldest rocks in the world. Gold-schmidt Conference Abstracts. 2003. A499.

10. Wan Y., Liu D., Wilde S., Nutman A., Dong C., Wang W. The oldest rocks and zircons in China. Goldschmidt Conference Abstracts. 2008. A994

<u>А.В. Рязанцев¹</u>, А.В. Пилицына¹, Б.Г. Голионко¹, О.А. Артемова², А.А. Белова¹, А.В. Травин³

Гранатовые габбро-амфиболиты в "метаморфической подошве" офиолитовых аллохтонов на Южном Урале, особенности структуры, возраст, условия образования

Офиолитовые аллохтоны на Южном Урале испытали перемещения по крайней мере два раза. На раннем этапе (обдукция) перемещения сопровождались метаморфизмом подстилающих аллохтон комплексов (вплоть до эмсских). Этот этап запечатлен в присутствии "метаморфической подошвы" аллохтонов. На позднем этапе (шарьирование при коллизии) метаморфизм не проявлен. Самые молодые комплексы, на которые шарьированы аллохтоны – раннепермские. "Метаморфические подошвы" имеются в аллохтонах Сакмарской зоны и зоны Главного уральского разлома. В структуре подошвы аллохтонов присутствуют габбро-

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

² Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт редких и благородных металлов (ЦНИГРИ), Москва, Россия

³ Институт геологии и минералогии СО РАН (ИГМ СО РАН), Новосибирск, Россия

амфиболиты, состав которых не типичен для офиолитовых базитов. Аллохтоны надвинуты на комплексы палеозойской пассивной окраины, на ордовикские комплексы окраинно-континентальной и внутриокеанической дуг.

Кемпирсайский аллохтон сложен полным разрезом офиолитовой ассоциации [7]. Аллохтон на севере смят в антиформу. В строении восточного крыла антиформы принимают участие следующие комплексы: 1) метааркозовые и метаграувакковые песчаники, метаморфизованные с образованием граната и сине-зеленой роговой обманки (кидрясовская серия (?) (О1); 2) порфироиды с гранатом и сине-зеленой роговой обманкой по риолитам, их туфам и туфогенно-осадочным породам (губерлинская свита (?) (О₂₋₃)); 3) зеленые сланцы по базальтам, чередующиеся с метакремнями (дергаишская свита (S₁); 4) метакремни и метауглеродистые сланцы (сакмарская свита (S₁-D₁); 5) метакремни, мрамора, родониты (акчуринская свита (D₁₋₂)). На перечисленные комплексы налегают аллохтоны с мафит-ультрамафитовыми комплексами, описанными в ряде работ [1; 3; 4]. В структуре снизу вверх сменяются: 1) гранатовые и безгранатовые амфиболиты и горнблендиты (кызылкаинский комплекс); 2) полосчатый кокпектинский комплекс (дуниты, верлиты, вебстериты, габбронориты). Первый комплекс содержит ксенолиты (ксеноблоки) второго.

В метавулканитах губерлинской (?) свиты вблизи контакта с амфиболитами, проявлены складки нескольких генераций: 1) колчановидные и сжатые изоклинальные; 2) асимметричные с пологими шарнирами; 3) асимметричные с крутыми шарнирами (сдвиговые).

В кызылкаинском комплексе, на севере, где преобладают массивные породы, наиболее ранними являются мелкие асимметричные птигматитовые складки, образованные деформированными жилами мигматитов. Осевые поверхности этих складок субпараллельны кристаллизационной сланцеватости пород. Более поздними являются пологие плавные волнообразные изгибы сланцеватости, при которых локально, с сохранением общего падения в восточных румбах, наблюдаются переходы от юговосточных и восточных залеганий к северо-восточным и северо-западным. На юге, где распространены рассланцованные амфиболиты, ранние мелкие изоклинальные складки смяты в асимметричные бивергентные складки. Среди последних преобладают поздние складки юго-западной вергентности. Наиболее поздними являются правосдвиговые складки с крутыми (до 65^0) шарнирами, падающими на СВ. Для гранатовых пород кызылкаинского комплекса устанавливается регрессивная от гранулитовой фации последовательность метаморфических парагенезисов: 1-й (пиковый) - 790°, 12 кбар; 2-й - 770°, 7,4 кбар; 3-й - 660°, 7,3 кбар. Ранее отмечались пиковые значения T=960-990°C [4], а так же эклогитовые парагенезисы [3]. В метавулканитах губерлинской (?) свиты кристаллы сине- зеленой роговой обманки формируют линейность, перпендикулярную шарнирам асимметричных складок западной вергентности (линейность а- типа), что указывает на синхронность эпидот- амфиболитового метаморфизма и формирования асимметричных складок.

В породах кокпектинского комплекса отчетливо проявлен метаморфизм амфиболитовой фации. Из гранатовых с пироксеном амфиболитов кызылкаинского комплекса по амфиболу Ar-Ar методом получен возраст плато 407.0 \pm 8.8 млн. лет. Ранее по цирконам из амфиболитов в южной части аллохтона определен возраст 410 \pm 6 млн. лет [5].

Данные по строению метаморфической подошве Хабарнинского аллохтона и его метаморфической подошвы имеются в ряде работ [5]. Эти данные, дополненные нашими структурными наблюдениями, приводятся ниже. На юго-восточной окраине аллохтона наблюдается структурная последовательность (снизу вверх, с юго-востока на северо-запад): 1) метавулканогенная, преимущественно базальтоидного состава, толща неясного возраста; 2) метавулканогенно-метатерригенная толща, сложенная амфиболитами, кварцито-гнейсами, кварцитами, двупироксеновыми кристаллическими сланцами (вероятно кидрясовская серия (О1) с силами габбро-долеритов, возможно присутствует фрагмент разреза косистекской свиты (О1.3)); 3) восточно-хабарнинский мафит-ультрамафитовый комплекс (ВХК); 4) дунит-гарцбургитовый комплекс. В метавулканогенной толще отмечаются ранние изоклинальные складки, деформированные в зигзагообразные асимметричные складки восточной вергентности. Шарниры ранних и поздних складок перпендикулярны друг другу. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации умеренного давления (T=450-550°C, P=2-4 кбар). В метавулканогенно-метатерригенной толще отмечаются ранние колчановидные складки. В основном распространены сжатые асимметричные, до изоклинальных складки восточной вергентности с шарнирами полого (5-10°) погружающимися в СЗ направлении. Породы преобразованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренных давлений (T=600-750°C, P=5-6 кбар и T=750-950°C, P=5-7 кбар соответственно). Метаморфизм верхней толщи, связан со становлением восточно-хабарнинского мафит-ультрамафитового комплекса. В целом, юго-восточная "метаморфическая подошва" Хабарнинского аллохтона рассматривается, как пример инвертированной метаморфической зональности [5]. Возраст метаморфизма амфиболитовой фации по данным К-Аг и Sm-Nd датирования 415 млн лет. В гранат-биотитовых гнейсах отмечаются реликтовые ордовикские возраста цирконов ~ 461 млн лет [5].

Идельбаевский фрагмент "метаморфической подошвы" к западу от Медногорска представлен снизу вверх: 1) гранат-кордиерит-фенгит-биотит-кварц-полевошпатовыми сланцами, кварцитами с прослоями гранатитов (первично аркозовые и граувакковые песчаники (вероятно кидрясовская серия (O₁)), лиственитами (первично силлы габбро-долеритов (?)); 2) гранатовыми и безгранатовыми амфиболитами и горнблендитами. Фрагменты разреза офиолитов слагают блоки в меланже. 1-й комплекс представлен разновеликими (до 20-30 м) блоками, погруженными в матрикс, образованный за счет истирания пород блоков. В блоках преобладают ранние изоклинальные складки, которые смяты в асимметричные складки. Поздними являются левосдвиговые складки с крутопадающими шарнирами. В метатерригенных сланцах выделяются две стадии метаморфизма: ранняя - 841°C и 12 кбар, и поздняя - 600-630°C и 10 кбар. По рутилу из гранат-кордиерит-фенгитовых сланцев U-Pb методом получена оценка возраста 394±2 млн. лет [2].

Чингизовский массив в зоне ГУР на широте Магнитогорска прерывисто протягивается на 40 км. В его разрезе присутсвует полный набор комплексов офиолитовой ассоциации. В "метаморфической подошве" преобладают полосчатые габбро-амфиболиты, реже гранатовые амфиболиты и горнблендиты, а так же биотит-гранатовые гнейсы. Протолитом являются плутонические породы основного и среднего состава. Они надвинуты на метаморфизованный в фации зеленых сланцев комплекс параллельных даек, который в свою очередь, подстилается тектоническими пластинами, сложенными девонским и ордовикским кремнистобазальтовыми комплексами. Реликтовая минеральная ассоциация в гранатовых амфиболитах соответствует пику метаморфизма гранулитовой фации с Т°С=900° для среднего давления, принятого в 10 кбар. Более поздняя ассоциация с параметрами (T°C=700°; Р=7 кбар) соответствуют амфиболитовой фации. Из безгранатовых амфиболитов, выделены цирконы, по которым U/Pb методом (SHRIMPII) получен конкордантный возраст 408.9±3 млн. лет.

Гранатовые амфиболиты в р-не дер. Ишкильдино на широте Магнитогорска подстилают гарцбургиты, с подчиненным количеством лерцолитов. Перидотиты насыщены жилами и дайками верлитов и вебстеритов. Структурно ниже гранатовых амфиболитов, западнее, залегает ордовикский (?) кремнисто-базальтовый комплекс, метаморфизованный в фации зеленых сланцев. По мере приближения к гранатовым амфиболитам, в метабазальтах появляется сине-зеленая роговая обманка. В гранатовых амфиболитах устанавливаются два этапа метаморфизма. На первом этапе фиксируется рост T от 590 до 650°С и падение давления с 12 до 9 кбар. На втором этапе отмечается рост T с 410 до 490°С и увеличение давления от 9-10 кбар до 9,5-12 кбар. Амфиболиты содержат многочисленные жилы мигматитов. Конкордантный возраст цирконов из амфиболитов с мигматитами равен 395±5,8 млн лет (SHRIMPII). Это значение, по-видимому, характеризует возраст образования лейкосомы в амфиболитах при их частичном плавлении на стадии второго этапа метаморфизма. Для ядер цирконов в этих пробах, имеющих метаморфические текстуры, значения реликтового возраста равны 413-470 млн лет [6].

Высокие температуры кристаллизации гранатовых пород кызылкаинского комплекса в подошве Кемпирсайского аллохтона, соответствующие гранулитовой фации, связываются с остаточным теплом интрузий этих пород [4]. По-видимому, аналогичный вывод можно сделать и для гранатовых амфиболитов других описанных структур.

Состав гранатовых амфиболитов соответствует пикробазальтам и базальтам, в отдельных пробах андезибазальтам с натриевым, редко калий-натриевым типом щелочности. Породы принадлежат толеитовой серии с (La/Yb)n=0,8-1,2 и распределением редких элементов на диаграммах порода/хондрит на уровне 11-12 хондритов. На мультиэлементных диаграммах порода/примитивная мантия распределение элементов соответствует графикам E-MORB с незначительными понижениями Nb, с яркими отрицательными аномалиями Sr и Zr. На дискриминационных диаграммах Th-Zr/117-Nb/16 точки попадают в поля OIB и E-MORB.

По составу гранатовые амфиболиты сопоставляются с комплексами амфиболовых габбро в структуре офиолитовых массивов Нурали и Крака [7]. По нашим данным, на западе массива Средний Крака, где распространены эти породы, согласно Ar-Ar исследованиям по амфиболам габбро имеют возраст плато 410,9 \pm 2,2 млн лет, а горнблендиты, 412,2 \pm 8,7 млн лет. Горнблендиты массива Южный Крака имеют возраст плато 412 \pm 8,5 млн лет. Наиболее поздними в массивах Нурали и Крака являются штоки и дайки кварцевых габбро-диоритов и диоритов. Состав пород имеет признаки надсубдукционного происхождения, а их возраст по цирконам 399 млн лет [9]. С небольшим массивом диоритов южнее массива Нурали, на восточной окраине с. Вознесенка, связано меднопорфировое месторождение. Ранее возраст массива оценивался как ордовикский. По нашим данным по амфиболам возраст плато, определенный Ar-Ar методом = 399.7 \pm 8.7 млн лет и эти диориты следует относить к единому комплексу с аналогичными породами массива Нурали.

Рассмотренные габбро-амфиболиты имеют близкий возраст в диапазоне 395-415 млн лет. Во всех структурах отмечаются признаки инвертированной зональности метаморфизма. В строении "метаморфической подошвы" принимают участие первично плутонические породы, которые характеризуют эволюцию магматизма мафит-ультрамафитовых массивов, основной объем которых представлен офиолитами. Вблизи метаультрамафитов метаморфизованы палеозойские породы вплоть до позднеэмсских, возможно раннеэйфельских. Учитывая эти данные, можно предполагать, что метаморфические породы в подошве офиолитовых аллохтонов на Южном Урале отражают эпизод обдукции вблизи границы раннего и среднего девона. Вдоль поверхности срыва аллохтонов происходило перемещение горячих масс мафит-ультрамафитового протолита восточно-хабарнинского комплекса, а так же внедрение и кристаллизация расплавов в условиях гранулитовой фации, за счет которых образованы габбро-амфиболиты (кызылкаинский комплекс и его аналоги).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 14-05-00052 и программы ОНЗ №10

Литература

1. Ефимов А.А., Царицын Е.П. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива// Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 26-36.

2. Калинина Е.А., Рязанцев А.В., Белова А.А., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З. Девонский возраст метаморфизма кристаллических сланцев Сакмарской зоны Южного Урала // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. С-Пб.: ИП Каталкина, 2009. Т. 1. С. 216-218

3. Панеях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.Л., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1983. № 2. С. 25-37.

4. *Перцев А.Н., Савельев А.А.* Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. 1994. № 3. С. 21-35.

5. Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М. и др. Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 125–132.

6. *Рязанцев А.В., Скобленко А.В., Зайцева Н.В.* Гранатовые амфиболиты в подошве офиолитовых массивов Южного Урала: особенности состава, возраст и геодинамическая природа // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Мат-лы Всерос. научной конф. с междуна-

родным участием. XV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатерибург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 232-234.

7. Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др. Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Нау-ка, 1998. С. 93-117.

8. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Краснобаев А.А. и др. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 57–72.

9. Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В. и др. U-Pb - возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // Доклады РАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 96-100.

В.Г. Батанова^{1, 2}, З.Е. Лясковская², <u>Г.Н. Савельева³</u>, А.В. Соболев^{1,2}

Перидотиты Камчатского мыса: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки

Комплексы пород п-ова Камчатский Мыс, включающие ассоциацию реститовых перидотитов, кумулятиных оливин-пироксеновых пород, габброидов, долеритовых даек и кремнисто-вулканогенных отложений и лав (смагинская свита) отождествляются с офиолитами, но геотектонические условия их формирования дискуссионны [1, 2, 3, 4, 5, 14, 15]. Находка лерцолитов среди мантийных перидотитов массива горы Солдатской на п-ове Камчатский мыс и результаты высокоточных анализов их минералогического и геохимического состава дают основание для новой трактовки геодинамической обстановки формирования мантийных реститов. Ультраосновные породы и габброиды слагают сложно деформированные тектонические пластины среди островодужных комплексов мелового и палеогенового возраста [1, 2, 3, 4, 5]. Шпинелевые лерцолиты слагают северо-восточные и северные отроги г. Солдатской. Переходы между шпинелевыми лерцолитами и гарцбургитами постепенные, на

¹ Univ. Grenoble Alpes, ISTerre, F-38041 Grenoble, France

² Институт геохимии и аналитической химии им. акад. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН ³ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

протяжении первых сотен метров. Переходные разности представлены клинопироксен-содержащими гарцбургитами (клинопироксен в количестве 2-5 объёмных %.). Гарцбургиты и лерцолиты неравномерно серпентинизированы, с участкамисовершенно свежих пород. Изучение состава минералов проведено в 25 образцах наиболее свежих пород. Определение состава минералов мантийных перидотитов проводилось в прозрачно-полированных шлифах и минеральных фракциях на микроанализаторах Сатеса SX100 (ГЕОХИ РАН) и JEOL JXA 8200 SuperProbe в институте Химии Макса Планка (Майнц, Германия). Определение содержания элементов-примесей в клинопироксене проводилось методом массспектрометрии индуктивно-связанной плазмы, с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS в институте Химии Макса Планка (Майнц, Германия).

Методами локального микроанализа установлены закономерные ковариации составов оливина, хромшпинели и клинопироксена, характерные для перидотитов, образованных при степенях плавления от 8 до более 22%. Спектр составов рассмотренных минералов охватывает и перекрывает границы полей составов минералов перидотитов из современных геодинамических обстановок – абиссальных перидотитов срединноокеанических хребтов и глубоководных желобов, а также минералов перидотитов из офиолитов, палеообстановки формирования которых соотнесены с надсубдукционными или срединно-океаническими. Степень плавления перидотитов, определенная по хромистости акцессорного шпинелида [6] и при условии, что плавление полностью протекало в шпинелевой фации глубинности, для шпинелевых лерцолитов составляет 8-13%, для шпинелевых клинопироксен-содержащих гарцбургитов и гарцбургитов 14-22%; для экстремально обедненных шпинелевых гарцбургитов степень плавления может составлять более 22%. Однако в шпинелевых лерцолитах присутствуют симплектитовые сростки хромшпинели, клино- и ортопироксена, которые могут образовываться в результате распада граната. Это может свидетельствовать о том, что плавление начиналось в гранатовой фации и продолжалось после перехода в шпинелевую фацию [7, 8., 9], достигая еще больших степеней.

Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в клинопироксенах перидотитов Камчатского Мыса похожи на спектры абиссальных перидотитов. Отличие состоит в том, что клинопироксен перидотитов Камчатского мыса значительно обеднен всеми РЗЭ по сравнению с абиссальными перидотитами (рис. 1). Кроме того, изученный перидотитовый комплекс отличается от перидотитов срединно-океанических хребтов присутствием в разрезе истощенных гарцбургитов, отвечающих более высоким степеням плавления мантийного вещества. Перидотиты с такими высокими степенями плавления известны в надсубдукционных



Рис. 1. Содержания редкоземельных элементов в клинопироксене лерцолитов и гарцбургитов Камчатского мыса, нормированные к С1 хондриту и составы абиссальных перидотитов. Поле составов абиссальных перидотитов по данным: [7-9]

обстановках, где они образуются в результате повторного вовлечения обедненной мантии в процесс плавления над зоной субдукции. В составе таких перидотитов, в том числе и в офиолитовых комплексах [10], обычно присутствует субдукционный компонент, выраженный в обогащении клинопироксена легкими РЗЭ и крупно-ионными литофильными элементами (Sr). Во всех изученных образцах, напротив, установлено крайне низкое содержание легких РЗЭ и стронция. Таким образом, перидотиты г. Солдатской имеют значимые геохимические отличия и от абиссальных, и от надсубдукционных мантийных комплексов.

Полученные минералого-геохимические характеристики перидотитов Камчатского мыса, возможно, отражают такую обстановку формирования перидотитового разреза, в которой осуществлялось экстремальное обеднение мантийной колонны базальтовыми компонентами. Поскольку степень плавления перидотитов является функцией первого порядка потенциальной температуры мантии, можно предположить, что для достижения такой высокой степени плавления вещества температура должна быть значительно выше, чем в типичных океанических центрах спрединга. Действительно, оценка потенциальной температуры океанической мантии с содержанием $H_2O=100$ ppm [11], необходимой для достижения степени плавления в 22% при средних давлениях 1.5 ± 0.5 ГПа по модели Катца [12] составляет $1470\pm 50^{\circ}$ С соответственно. Это значительно выше типичных температур источников базальтов срединно-океанических хребтов – 1380° С [13]. Подобное условие вероятно могло осуществляться в сегменте срединного хребта, расположенного вблизи «горячей» точки. Мантийный плюм мог обеспечить аномально высокие потенциальные температуры мантии, что привело к началу плавления мантийной колонны на больших глубинах. Присутствие в офиолитовой ассоциации Камчатского мыса базальтов, образованных, предположительно, под влиянием Гавайского мантийного плюма в Тихоокеанской плите [4, 14, 15] свидетельствует о такой возможности.

На основании полученных данных мы предполагаем, что экстремальное обеднение мантийных пород базальтовым компонентам осуществлялось в сегменте срединного хребта, расположенного вблизи «горячей» точки, которая инициировала повышенные температуры и степени плавления конвектирующей мантии – источника базальтов срединноокеанических хребтов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 13-05-00640.

Литература

1. Бояринова М.Е., Вешняков Н.А., Коркин А.Г., Савельев Д.П. Объяснительная записка к государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Серия восточно-камчатская, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. Санкт-Петербург: Картфабрика ВСЕГЕИ. 1999, 267 с.

2. Осипенко А.Б., Крылов К.А. Геохимическая гетерогенность мантийных перидотитов в офиолитах Восточной Камчатки: причины игеодинамические следствия // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 138-158.

3. Цуканов Н.В., Лучицкая М.В., Сколотнев С.Г., и др. Новые данные о структуре и составе габброидов и плагиогранитов из позднемеловых офиолитовых комплексов полуострова Камчатский мыс, Восточая Камчатка. // Докл. АН. 2004. Т. 397. №2. С. 243-246.

4. Портнягин М.В., Савельев Д.П., Хёрнле К. Плюмовая ассоциация меловых океанических базальтов Восточной Камчатки: особенности состава шпинели и родоначальных магм // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 626-645.

5. Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Офиолиты Камчатского мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61-89.

6. *Batanova V.G., Suhr G., Sobolev A.V.* Origin of geochemical heterogenety in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: Ion probe study of clinopyroxenes // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V. 62. P. 853-866.

7. Johnson K.T.M., Dick H.J.B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle - an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets. 1990. V. 95, N B3. P. 2661-2678.

8. Johnson K.T.M., Dick H.J.B. Open system melting and temporal and spatial variation of peridotite and basalt at the Atlantis-Ii fracture-zone. // Journal of Geophysical Res. 1992. V. 97, N B6. P. 9219-9241.

9. Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. 2001. V. 410 (6829). P. 677-681.

10. Batanova V., Belousov I., Savelieva G., Sobolev A. Consequences of channelised and diffuse melt transport in supra-subduction mantle: evidence from Voykar ophiolite (Polar Urals) // J. Petrology. 2011. T. 52, №12. C. 2483-2521.

11. Sobolev A.V., Chaussidon M. H_2O concentrations in primary melts from suprasubduction zones and mid-ocean ridges: implications for H_2O storage and recycling in the mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. V. 137, N 1-4. P. 45-55.

12. *Katz R.F., Spiegelman M., Holtzman B.* The dynamics of melt and shear localization in partially molten aggregates // Nature. 2006. V. 442, N 7103. P. 676-679.

13. *Herzberg C., O'Hara M.J.* Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic age // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 1857-1883.

14. *Portnyuagin M., Hoernle K., Savelyev D.* Ultra-depleted melts from Kamchatkan ophiolites: Evidence for the interaction of the Hawaiian plume with an oceanic spreading center in the Cretaceous? // Earth and Planet. Sci. Lett. 2009. V. 287. P. 194–204.

15. Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K., Hauff F., Garbe-Schonberg D., Mid-Cretaceous Hawaiian tholeiites preserved in Kamchatka // Geology. 2008. V. 38. P. 903–906.

Палеомагнитное изучение габбро-долеритов – реперных объектов среднеюрского магматизма Горного Крыма

Для установления возрастной последовательности формирования магматических образований на территории среднего течения р. Бодрак нами были проведены высокоразрешающие U-Pb геохронологические исследования. Полученные в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» изотопные датировки магматитов (5 объектов) позволили выявить два разновозрастных комплекса: среднеюрский и раннемеловой (рис. 1).

Установленные возрасты магматической кристаллизации габбро-долеритов Первомайской (174,2±1.2 млн лет) и Джидаирской (169.7±1.5 млн лет) интрузий являются реперными для региональной характеристики среднеюрского аален-байосского этапа тектоно-магматической активизации территории Горного Крыма. Петрохимическая идентификация габбро-долеритов свидетельствует о формировании интрузий в обстановках островной дуги.

Геолого-структурные исследования этих достаточно крупных интрузивных тел, их отчетливо рвущий характер вмещающих толщ дают возможность формирования модели геодинамического развития Крыма в среднеюрское время [2, 4].

Для палеотектонической реконструкции территории Горного Крыма нами были профильно опробованы два ключевых объекта – Первомайская и Джидаирская интрузии.

Обработка палеомагнитной коллекции проводилась в ресурсном центре СПбГУ «Геомодель» и в лаборатории магнитостратиграфии и палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ по стандартным методикам.

Для измерения намагниченности образцов использовались двухскоростной ротационный магнитометр JR-6, а также магнитометры JR-4 и JR-5A (AGICO Brno, Czech Republic).

При выделении компонент намагниченности применялись: чистка переменным магнитным полем на СКВИД-магнитометре SRM-755 (2G Enterprises, USA), чистка переменным магнитным полем на установке LDA-3 (AGICO Brno, Czech Republic), термочистка на установке TD-48(ASC Scientific, USA).

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский Нефтяной научно-исследовательский Геологоразведочный Институт, Санкт-Петербург, Россия



Рис. 1. Схематическая геологическая карта правобережья р. Бодрак

1 – четвертичные отложения; 2 – глинисто-карбонатные отложения; 3 – органогенные известняки; 4 – вулканогенно-осадочная толща; 5 – флишоидный комплекс эскиординской серии; 6 – флишевый комплекс таврической серии; 7 – габбродолериты; 8 – диорит – порфириты; 9 – базальты; 10 – геологические границы; 11 – разрывные нарушения: а – предполагаемые, б – достоверные, в – надвиги; 12 - линия разреза; 13 – современные границы выработок в Первомайском карьере; 14 – элементы залегания: а – нормальное, б – опрокинутое; 15 – район работ: а – на территории Крыма, б – д. Трудолюбовка (центр); 16 – точки отбора образцов на изотопное датирование: 1 – А-1 (Спортивная горка), 2 – А-9 (Южный переулок), 3 – UA-1 (Джидаирская инрузия), 4 – А-6 (Первомайская интрузия)

Шаг температурной чистки составлял 50°С, а максимально достигнутая температура 600° С (10-11 этапов чистки). При чистке переменным магнитным полем было от 17 до 19 этапов с шагом в 25 А/м в полях от 25 до 200 А/м, 50 А/м в полях от 200 до 400 А/м и 100 А/м в полях от 400 до 1000 А/м.

D°	Io	α95°	Φ°N	Λ°E	dpo	dmo	φm°
80.00	56.00	5.7	31.2	101.7	8.2	5.9	36.5

Обработка данных проводились с помощью оригинальных программ, поставляемых вместе с приборами (Remasoft30), пакета программ Paleomagnetism data analysis (Randolph J. Enkin), а также авторских программ В. В. Попова.

Результаты палеомагнитных исследований позволили рассчитать направление наиболее стабильной компоненты намагниченности для Первомайского и Джидаирского интрузивов.

Таким образом, нами получены предварительные координаты палеомагнитного полюса. Они отвечают среднему направлению намагниченности изученных объектов в географической системе координат и соответствуют времени образования изученных магматических объектов, т.е. аален-байосскому этапу развития территории.

Полученный палеомагнитный полюс значительно отличается от уже известных, однако занимает промежуточное положение между полюсами в географической системе координат, полученными в работах предшественников [1, 3].

Новые изотопные датировки магматических образований среднего течения р. Бодрак требуют корректировки полученных ранее палеомагнитных данных.

Литература

1) Корнейко А.А., Веселовский Р.В. Новые данные о палеомагнетизме среднеюрского магматического комплекса долины р. Бодрак (Горный Крым) // Вестник Московского университета. Серия 4, вып. 4. 2013.

2) Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Суфиев А.А. U-Pb цирконовый (SHRIMP) возраст Джидаирской интрузии как реперного объекта для геологии Крыма (Крымский учебный полигон СПбГУ) // Вестник Санкт-Петербургского унта, вып. 7, № 4. 2012. С. 25–34.

3) Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастические реконструкции положения Горного Крыма в средней юре — раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.

4) Савельев А.Д., Морозова Е.Б., Чернятьева А.П. Минералогические индикаторы физико-химических условий гидротермально-метасоматических процессов в габбро-долеритах Первомайского штока (Крым, дер. Трудолюбовка) // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонич. Совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2014. 322 с. С. 162-166.

Исследование магнитных свойств обожженного кирпича XII, XIV века (г. Великий Новгород)

Археологические находки, такие как обожженные глиняные изделия: керамика, кирпичи, плинфа, плитка и другие подобные им представляют особый интерес для изучения напряженности магнитного поля Земли с момента их появления (~ 8 т.л. до н.э.). Несомненным плюсом является возможность выбора объектов исследования с приемлемой точностью датирования, которую мы определили как от 1 года до ± 25 лет для археологических памятников нашей эры и до ± 150 лет для более ранней эпохи.

Проведенные нами исследования являются предварительным этапом проведения экспериментов по определению величины древнего поля (H_{др}). Основной целью работы являлось изучение стабильности магнитных минералов образцов к нагревам. Измерения зависимости магнитной восприимчивости от температуры (K_m(T)) проводилось на оборудовании MFK1-FA Kappabridge и KLY-3 с приставкой CS (AGICO, Чехия).

Изучена коллекция образцов, отобранная из памятников архитектуры г. Великого Новгорода:

- 1. Церковь Благовещения на Городище (1102);
- 2. Георгиевский собор Юрьева монастыря (1119);
- 3. Церковь Петра и Павла на Сильнище (1185-1192);
- 4. Церковь Покрова Шилова монастыря (1310);
- 5. Церковь Андрея на Ситке (1371).

По результатам проведенных исследований, сделаны выводы, что коллекция в целом пригодна для проведения экспериментов по определению H_{др}. Исключение составляют образцы, у которых отмечается сильное расхождение кривых K_m(T) в ходе нагрева и охлаждения.

¹ Институт Физики Земли РАН

² Всероссийский Нефтяной Научно-Исследовательский Геологоразведочный Институт

³ Institut de Physique du Globe de Paris

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет

Металлогенические индикаторы геодинамических режимов формирования докембрийских (3-1,6 млрд лет) геоструктур

Одной из наиболее актуальных проблем представляется расшифровка геодинамики и металлогении раннего докембрия (3–1,6) млрд лет, что выражается в сохраняющейся неопределенности начала масштабных плюмовых и плейтектонических событий и восприятием месторождений этого периода как первичных «законсервированных» или преобразованных (метаморфизованных, реювенированных). С рассматриваемым периодом времени в зарубежных металлогенических провинциях связано образование уникальных золоторудных концентраций в бассейне Витватерсранд (3–2,5 млрд лет), массовое формирование золоторудных месторождений в зеленокаменных поясах (2,6–2,4–2 млрд лет), почти синхронно на Канадском и Австралийском континентах, несколько позже – в кратоне Дарвар (Индия) и Южно-Американских доменах.

На территории нашей страны раннепротерозойские рудоконтролирующие структуры известны на Кольском полуострове и на Алданском щите (Северное Забайкалье), для которых основной металлогенической специализацией геологических структур являются медно-никелевые и платиново-метальные руды в ультрабазит-базитовых комплексах.

Большое Забайкалье характеризуется уран-железо-серебряно-медной спецификой для Забайкальского края и яркой золоторудной для Республики Бурятия и Иркутской области (рис. 1). Кодаро-Удоканский бассейн с профильной медной и сопутствующей Ag, Au минерализацией по своему развитию может быть сопоставлен с интракратонным бассейном Витватерсранд. Происхождение золота, рудной минерализации последней, с сопутствующей урановой и осмий-иридиевой минерализацией, дискутируется, начиная со времени его открытия (1886 г.). Основная генетическая модель – палеороссыпь, преобразованная в процессе метаморфизма. Российские исследователи, на основании непосредственных исследований золоторудных рифов витватерсранда в конце прошлого столетия [3, 4], приняли концепцию их полигенного образования в разных модификациях: эксгаляционно-осадочной, конседиментационно-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН)





гидротермальной, с малым воздействием метаморфизма на минеральное вещество.

Однако главным аргументом в рудоносности бассейна россыпного механизма остаются источники эксклюзивных концентраций золота (более 100 тыс. тонн) и значительных (более 1 млн т U_3O_8). Наиболее древние (3,2–3 млрд л.) коренные месторождения золота в кратоне Каапваль редки и относятся к средним (n*10 т). Учитывая закономерное рассеяние золота (до 50% и более) в процессе эрозии коренных месторождений золота для накопления его в бассейне нужно эродировать значительно больше 100 золоторудных гигантов (от 1 тыс. т). Их сегодняшнее количество на Земле около 40. Наибольшее одинарное месторождение золота. Совокупность данных показывает, что интракратонные рудоносные бассейны, очевидно, имеют рифтогенную природу, а их рудная минерализация определялась процессами глубинного магматизма.

Основу геологического строения южной части Сибирского кратона составляют архейские метаморфические образования, которые в позднем архее были расколоты. Разломы контролировали субмеридиональные зеленокаменные пояса (Олондинский трог и другие) [2]. В палеопротерозое эта часть платформы испытывала многократные погружения. Были сформированы многокилометровые толщи терригенных пород, представленных в настоящее время Кодаро-Удоканским прогибом, Угуйским, Олдонгсинским, Нижнеханинским трогами.

Кодаро-Удоканский прогиб (протяженностью около 300 км и шириной 60-70 км, выполнен нижнепротерозойскими терригенно-карбонатными породами удоканского комплекса мощностью 11–14 км, расчлененными на три серии (макроритмы): кодарскую, чинейскую и кеменскую [1]. Меденосные горизонты установлены во всех трех сериях, но доминируют в самой верхней из них – кеменской (талаканская, сакуканская, намингинская свиты), где в сакуканской свите расположен главный медный горизонт Удоканского месторождения, в талаканской свите локализованы месторождения Ункур, Бурпала. В средней, чинейской, серии (инырская, читкандинская, александровская, бутунская свиты), находятся Правоингамакитское, Красное и другие мелкие месторождения. В нижних свитах кодарской серии известны многочисленные пирротизированные горизонты с халькопиритом, содержащие Ag, Co, Ni.

Терригенные отложения удоканского комплекса интрудированы магмами основного состава. Были сформированы расслоенные разноглубинные массивы (Чинейский, Луктурский, Майлавский) в которых присутствуют Fe-Ti-V руды (месторождения Магнитное и Этырко).. Сульфидные руды (Ni-Co-Cu с PGE, Au, Ag руды месторождений Руд-



Рис. 2. Геологическая карта Кодаро-Удоканского района. Цифрами показаны месторождения меди: 1 – Сквозное, 2 – Рудное, 3 – Правоингамакитское, 4 – Майлавское, 5 – Красное, 6 – Контактовое, 7 – Верхне-Чинейское, 8 – Бурпала; железо-титан-ванадиевые: 9 – Этырко, 11 – Магнитное, уран-редкоземельные: 10 – Читкандинское, 12 – Гудымовское

ное, Верхнечинейское, Сквозное, Контактовое) приурочены к контактовым зонам, расположены вблизи контактов с габброидами Чинейского (месторождения Сакинское, Правоингамакитское) и Луктурского (Ункурское месторождение) массивов U-REE рудопроявления Чинейского массива (Гудымовское и Базальтовое) представлены мелкой сыпью уранинита и крупными выделениями браннерита, минералами редких земель цериевой группы в метасоматически измененных (пропилиты) титаномагнетит-содержащих габброидах. В альбитизированных терригенных породах удоканского комплекса известны небольшие месторождения урана (Читкандинское).

Комплекс железорудных, медно-сульфидных руд с благородными металлами, а также метасоматических уран-редкоземельных руд сформированных в позднем палеопротерозое являются результатом фракционирования ультрабазит-базитовых расплавов Удокан-Чинейской рудно-магматической системы. Кристаллизация магм происходила длительное время в разноглубинных магматических камерах, что привело к образованию ранне- и позднемагматических, пневмато-гидротермальных и гидротермально-осадочных руд.

Литература

1. Архангельская В.В., Быков Ю.В., Володин Р.Н. и др. Удоканское медное и Катугинское редкометальное месторождения Читинской области России. Чита, 2004. 520 с.

2. Гонгальский Б.И. Протерозойская металлогения Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье). Автореф. докт. диссертации. М.: ИГЕМ РАН, 2012. 43 с.

3. Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю. Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных рифов бассейна Витватерсранд // Геол. рудн. месторожд. 2006. № 6. С. 475-511.

4. Шило Н.А. Витватерсранд и проблема рудообразования // Тихоокеан. Геол. 2007. № 5. С. 101-111.

Магматическая геотектоника докембрия (на примере Фенноскандинавского щита)

Докембрий – время первоначального формирования зрелой континентальной земной коры. Без детального изучения докембрийского вулканизма невозможно получить достоверные значимые результаты в геотектонике. Согласно статистическим данным позднеархейские лавововулканокластические поля формировались в режиме плато. При этом мощность лавовых потоков превышала 40 м [1]. В отличие от вулканизма современных океанов докембрийский платобазальтовый вулканизм проявлялся в сочетании с мелководным осадконакоплением. В итоге созданы разновозрастные докембрийские вулканогенно-осадочные чехлы, слагающие верхние слои земной коры.

Для докембрийского периода развития Земли характерно сочетание горячей энергетически активной мантии и «холодной» земной коры. Был спокойный тектонический режим, отличающийся интенсивным развитием вулканоплутонизма. Установление в докембрии мантийного диапиризма, формирующего отдельные вулканы, группы вулканов и центры эндогенной магматической активности, позволяет считать истинным существование самостоятельного типа движения – магматического.

Диапиризм в раннем докембрии является следствием мягкого и пластичного состояния литосферы из-за аккреционного образования Земли. В зачаточном состоянии диапир представляет объем разуплотненной мантии, поскольку плавление ее происходит при спаде давления. В нем содержится толеитобазальтовый расплав с трансмантийными флюидами. Поверхностным выражением мантийных диапиров являются наддиапировые очаговые зоны активного вулканоплутонизма. Мантийнокоровая система включает становление устойчивой и длительное время активно продуцирующей зоны плавления субстрата, заложение путей подъема расплава и образование промежуточных и периферических магматических очагов.

В наддиапировых зонах формируются центры эндогенной магматической активности (ЦЭМА), вулкано-тектонические и тектоно-магматические структуры. ЦЭМА являются энергетическими узлами литосферы и протяженными вертикальными телескопированными системами адвективного тепло-массопереноса. Они генерируют коровые магматиче-

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия



Унифицированная схема тектоно-магматического каркаса Фенноскандинавского щита:

1 – граница платформенного чехла; 2 – границы каледонских покровов; 3 – осевая линия краевой радиальной флексуры Полканова; 4 – краевые ограничения ФСЩ; 1 – Кольско-Канинская моноклиналь (линия Карпинского); 2 – линия Торнквиста-Тейссейра; 5 – система осевых линий стоячих волн напряжений ФСЩ; 6 – главные шовные зоны геоблоков: 1 – Гета-Эльв, 2 – Милонитовая, 3 – Протоджин, 4 – Ладожско-Ботническая, 5 – Беломорская, 6 – Ц. Кольская; 7 – геоблоки: I – Кольско-Мезенский, II – Беломорский, III – Карельский, IV – Свекофеннский, V – Дальсландский; 8 – внутригеоблоковые разломы; 9 – зоны сдвиговых дислокаций; 10 – горстограбеновые системы: 1 – Викинг, 2 – Центральный, 3 – Хорн, 4 – Осло, 5 – Веттерн, 6 – Финского залива, 7 – Ладожская, 8 – Кандалакшская, 9 – Онежско-Кулойская; 11 – вулкано-тектонические и тектоно-магматические структуры: 10 – Сильян, 11 – Печенгская, 12 – Хибинско-Лавозерская, Контозерская; 12 – сводовые купольные и депрессионные структуры: I – Телемарк, II – Бергслаген, III – Выборгская, IV – Ладожская, V – Онежская; 13 – Норвежский глубоководный желоб

ские расплавы и осуществляют геодинамику магматической деятельности. Это сложнопостроенные вулкано-плутоно-тектонические системы, фиксирующие узлы тектонического каркаса литосферы.

Разноглубинный мантийно-коровый вулканоплутонизм контролируется системами геоструктур с радиальным режимом тектонических движений. Сдвиговые субгоризонтальные деформации оказывают активное влияние на размещение центров вулканоплутонизма. Формирование вулканогенно-осадочных чехлов происходит циклически путем последовательного наращивания на протокору. В результате формируется тектоно-магматический каркас (рис.).

Главной особенностью динамики формирования докембрийских вулканогенно-осадочных чехлов является взаимосвязанное и взаимозависимое соотношение вулканизма и осадконакопления. Мантийный диапиризм и вулканизм стимулируют поднятие литосферы, тогда как осадконакопление происходит в условиях прогибания седиментационного бассейна. Поэтому в стратиграфических разрезах наблюдается чередование вулканогенных и осадочных пород. В растущих вулканических поднятиях декомпрессия недр обеспечивает транзитный механизм поступления мантийных расплавов в эруптивную зону. Тем самым объясняется ее высокая производительность. Большая роль в геологическом развитии докембрия принадлежит локальным замкнутым вулкано-тектоническим структурам, отвечающим в современном эрозионном срезе надочаговым зонам мантийных диапиров.

Соотношение региональных сводовых поднятий и опусканий с сопутствующими трансрегиональными геофлексурами играет главную роль в геодинамике. Примером может служить зона сочленения Карельского и Беломорского геоблоков (см. рис). Динамика данной зоны определялась флексурой, разделяющей область Беломорско-Кольского сводового поднятия и область Карельского опускания [2], которое охватывало территорию, отвечающую Карельскому геоблоку в современной структуре. С геофлексурой связано развитие глубинной сдвиговой тектоники. Сдвиговые субгоризонтальные деформации в ее пределах оказали активное влияние на размещение центров вулканоплутонизма.

Обрушение флексуры, начавшееся в раннем лопии, вызвало развитие системы эшелонированных разломов, а раннее проявление глубинной сдвиговой тектоники обусловило ее блокировку и формирование равнопорядковой сети сколовых разломов. В ходе глыбово-волновых радиальных и сдвиговых тангенциальных движений сколовые зоны уже на ранних стадиях лопийского вулканизма в большинстве случаев оказывались либо магмоподводящими, либо вулканоконтролирующими. В людиковии в зоне опущенного крыла данной флексуры (Карельский геоблок) развивались асимметричные грабен-синклинальные прогибы с крутыми ступенчатыми бортами на их фронте. В дальнейшем эти прогибы трансформировались в вулкано-тектонические депрессии с активным существенно мантийным вулканизмом. Завершающим проявлением магматизма в связи с развитием Беломорского структурно шва послужило массовое излияние базальтов и высокомагнезиальных пикритобазальтов ливвия, структурно приуроченных к вулкано-тектоническим депрессиям людиковийского времени заложения.

Базальтовые плато и лаво-вулканокластические поля эруптивных зон обычно примыкают к геофлексурам, так же как и в связи с Беломорской флексурой. Глубинную сдвиговую и блоковую тектонику можно признать основным фактором формирования вулкано-тектонических структур в объеме геологической среды осадочно-вулканогенного чехла и его кристаллического фундамента [3]. Магматогенные структуры и центры вулкано-плутонизма с транскоровым размещением питающих очаговых зон обладают тесной связью с общей энергоструктурой литосферы.

Геодинамические обстановки проявления разновозрастного диапиризма связаны с глыбово-волновыми колебательными движениями и изостатической неустойчивостью земной коры. В основе формирования автоволновых геодинамических полей лежит сводообразование и его инверсия. К числу структур, формирующихся в автоволновом геодинамическом поле напряжения относятся структуры замкнутого кольцевого и радиально-концентрического типа. Их природа отражает радиальное направление тепло-массопотока, ответственного за формирование как земной коры в целом, так и многочисленных линейных, замкнутых и полузамкнутых структур.

К настоящему времени геометризованы три центра возбуждения – Лофотенский, Роккольский и Новоземельский и их автоволновые геодинамические поля. В основу создания модели автоволнового геодинамического поля положены представления о синхронности тектонических и магматических проявлений в ходе энергоструктурной мегасводовой перестройки напряженной литосферы областей ранней кратонизации. С кинематикой колебательных движений сопряжена система элементов тектонического каркаса щита, включающая геофлексуры, геоблоки и их шовные зоны, а также вулкано-тектонические структуры.

Литература

1. Светов А.П., Свириденко Л.П. Центры эндогенной магматической активности и рудообразования Фенноскандинавского щита (Карельский регион). Петрозаводск, 2005. 356 с.
2. Светов А.П., Свириденко Л.П. Магматизм шовных зон Балтийского щита. Л.: 1991. 199 с.

3. Светов А.П., Свириденко Л.П. Тектоно-магматический каркас кристаллического фундамента Фенноскандинавского щита / Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии. Петрозаводск. 2002. С. 214-216.

4. Светов А.П. Ареалы и центры активного докембрийского вулканоплутонизма Фенноскандии (палеогеодинамические реконструкции) / Рифтоегенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Тез. док. Петрозаводск, 1999. С. 131-132.

С.Я. Сергин¹, С.В. Сергеев²

Палеоклиматический фактор возникновения современных горизонтальных напряжений сжатия в верхней коре континентов

Существенной характеристикой напряжённого состояния массивов горных пород верхней коры континентов является отношение модуля горизонтальных напряжений сжатия к вертикальному давлению пород (σ_h/σ_v).

По данным [1, 2], значения σ_h/σ_v в упругих породах составляют 0,5– 2,0. Авторы этих работ отмечают, что при чисто гравитационной природе горизонтальных сжатий (вследствие бокового распора пород) рассматриваемое отношение имело бы значения около 0,4. Тем самым наряду с гравитационными напряжениями (σ_{hg}) большое значение имеют тектонические напряжения сжатия (σ_{ht}), причём, они суммируются ($\sigma_h = \sigma_{hg} + \sigma_{ht}$). Но в малоупругих породах значения σ_{hg} приближаются к 1,0 (устанавливается равновесие, подобное гидростатическому).

В верхних слоях земной коры встречается превышение горизонтального сжатия над вертикальным в 5–10 раз [3]. В рудниках Хибинских гор это превышение достигает 20-кратных значений. Там явно доминируют тектонические сжатия. Ещё сильней они проявляются в юго-западном и некоторых других районах Австралии [4]. По наблюдениям в туннелях, шахтах и карьерах, на глубине около 10 м значения σ_h могут превышать 20 МПа. В таких случаях $\sigma_h/\sigma_v \ge 74$. Ориентация максимальных напряжений – различная и менее всего выдержанная на глубинах до 500 м.

¹ Национальный исследовательский университет «БелГУ», Белгород; Филиал РГГМУ в г. Туапсе; Западно-Кавказский научный центр, Туапсе, Россия

² Национальный исследовательский университет «БелГУ», Белгород, Россия

Вопрос о причинах тектонических сжатий в верхней коре континентов остаётся открытым. Выявление их природы представляет собой важную проблему геодинамики, горного дела и тектонофизики [3]. В связи с этим рассмотрим роль геофизического процесса, который до сих пор оставался вне поля зрения: позднечетвертичное потепление климата Земли – повышение температуры пород верхней коры – термическое их расширение, вызывающее напряжения сжатия.

В диапазоне 20–10 тыс. лет до настоящего времени произошёл переход от апогея последней ледниковой эпохи к современной межледниковой эпохе. Глобальная температура земной поверхности повысилась, по разным оценкам, на 5–10 К [5]. Потепление сильнее проявилось в северном полушарии, где растаяли крупные ледниковые покровы. В средних широтах этого полушария температура на материках повысилась на 10– 15 К. Таким же было потепление в Антарктиде [6].

Это потепление было частью четвертичных колебаний климата Земли. Основные колебания температуры происходили с периодами около 100 тыс. лет. Они осложнялись циклами продолжительностью около 40 и 20 тыс. лет [5, 7]. Последнее большое колебание включало прерывистое понижение температуры в эпоху 90–20 тыс. лет назад; быстрое значительное её повышение в интервале 20–10 тыс. лет; небольшие её колебания в голоценовую (историческую) эпоху.

Колебания температуры земной поверхности проникают в толщу горных пород. Изменения глубинных температур определяются с помощью решения уравнения теплопроводности Фурье [8]. Если на земной поверхности имеют место гармонические колебания температуры, то решением являются колебания глубинных температур той же частоты с амплитудой

$$A(Z) = A(0) \cdot \exp\left(-z \cdot \sqrt{\frac{\omega}{2\alpha}}\right) , \qquad (1)$$

где A(0) – амплитуда (или размах) колебаний температуры на поверхности; $\omega = 2\pi/\tau$ – круговая частота (τ – период колебаний); α – коэффициент температуропроводности.

Расчёт A(Z) проводился для глубин до 1000 м при A(0) = 10 К и $\alpha = 10^{-6}$ м²/с. Оказывается, значения A(Z) для циклов 100, 40 и 20 тыс. лет мало различаются между собой. Они составляют 9,8–9,9 К на глубине 10 м и 1,1–3,7 К на глубине 1000 м. Варьирование величины α от 0,5·10⁻⁶ до 2·10⁻⁶ м²/с также мало влияет на A(Z).

На глубинах до 1000 м время запаздывания климатических колебаний температуры не превышает 10 тыс. лет [9]. На этих глубинах повышение температуры горных пород состоялось в полной мере. Как следствие, произошло тепловое расширение пород. Для оценки этого расширения выделим элемент объема пород в форме куба с длиной ребра l. В случае физической изотропии пород термическая деформация Δl описывается по всем главным осям выражением:

$$\Delta l = \beta l \Delta T , \qquad (2)$$

где β – коэффициент линейного термического расширения пород, ΔT – повышение их температуры (равное A(Z)).

Расширение пород вдоль вертикально ориентированных граней куба сопровождается некоторым поднятием земной поверхности при сохранении прежнего давления пород. Расширение куба в горизонтальном направлении встречает сопротивление окружающих пород. Если породы обладают упругими свойствами, то возникают термомеханические (тектонические) напряжения сжатия (σ_{ht}). Их величину можно оценить с помощью формулы Гука и выражения (2):

$$\sigma_{ht} = E \cdot \frac{\Delta l}{l} = E \beta \Delta T , \qquad (3)$$

где σ_{ht} – горизонтальные напряжения сжатия, E – модуль упругости (модуль Юнга).

Произведение *Е* β можно назвать коэффициентом термомеханических напряжений. По данным справочников, прочным хрупко-упругим породам верхней коры свойственны значения *E* в диапазоне (5-15)10¹⁰ H/м². Значения β у этих пород составляют (6–10)10⁻⁶ (1/К). Для весьма прочных пород можно принять $E\beta = 10^6$ H/м²K.

Будем считать, что на материках $\Delta T(0) = A(0) = 10$ К. Значения $\Delta T(Z)$, рассчитанные с помощью (1) при $\tau = 40$ тыс. лет и $\alpha = 10^{-6}$ м²/с, представлены в таблице. Там же представлены климатически обусловленные тектонические напряжения сжатия σ_{ht} , рассчитанные по (3). Они имеют объёмный характер.

Гравитационные напряжения сжатия в массиве идеально упругих пород можно оценить с помощью формулы А.Н. Динника [1, 2]:

$$\sigma_{hg} = \varepsilon \cdot \sigma_{v} = \left(\frac{\mu}{(1-\mu)}\right) \cdot \rho g H \tag{4}$$

^{$\mu/$}Здесь $\varepsilon = /(1-\mu)$ – коэффициент бокового распора (μ – коэффициент поперечных деформаций (Пуассона)); $\sigma_v = \rho g H$ – вертикальное давление (ρ – плотность налегающей толщи пород, g – ускорение свободного падения, H – глубина).

Значения σ_v и σ_{hg} , рассчитанные при $\mu = 0,3$ и $\rho = 2700$ кг/м³, равномерно увеличиваются с глубиной. Полные горизонтальные напряжения сжатия (σ_h) сравнительно слабо изменяются с глубиной, а σ_h/σ_v уменьшается. Наиболее резкое уменьшение имеет место в верхнем 100-метровом слое земной коры (таблица).

Таблица

Показатели напряжённого состояния массива прочных горных пород после повышения температуры земной поверхности на 10 К

<i>Z</i> , м	10	100	200	400	600	800	1000
$\Delta T(Z), K$	9.8	8.5	7.3	5.3	3.9	2.8	2.1
σ_{ht} , MPa	9.8	8.5	7.3	5.3	3.9	2.8	2.1
σ_v , MPa	0.27	2.65	5.30	10.6	15.9	21.2	26.5
σ_{hg} , MPa	0.12	1.14	2.28	4.55	6.83	9.07	11.4
σ_h , MPa	9.92	9.64	9.58	9.85	10.7	11.9	13.5
σ_h / σ_v , 1	36.7	3.64	1.81	0.94	0.68	0.56	0.51

Рассчитанные значения модуля горизонтальных напряжений сжатия соответствуют данным измерений. Встречающиеся в Австралии аномально большие значения σ_h и σ_h/σ_v , надо полагать, связаны с местными особенностями потепления климата и коэффициента термомеханического сжатия пород $E\beta$.

Пространственная ориентация климатически обусловленных тектонических напряжений σ_{ht} зависит от формы полей послеледникового повышения температуры, характера геологических структур, свойств горных пород. По-видимому, ориентация изменчива и это согласуется с фактом заметной стохастичности направлений векторов максимальных напряжений сжатия на всех континентах.

Таким образом, имеются физически ясные основания считать, что позднечетвертичное глобальное потепление климата стало главной причиной горизонтальных тектонических напряжений сжатия в верхних слоях коры континентов. Понимание термомеханической их природы может иметь значение для оценки напряжённого состояния массивов горных пород и обоснования мероприятий промышленной безопасности при разработке месторождений полезных ископаемых и строительном использовании геологической среды.

Литература

1. *Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др.* Земля. Введение в общую геологию. Т. 2. М.: Мир, 1974. С. 399–846.

2. Казикаев Д.М. Геомеханические процессы при совместной и повторной разработке руд. М.: Недра, 1981. 288 с.

3. Ребецкий Ю.Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых областей // Проблемы тектонофизики. М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. С. 431– 466. 4. Denham D., Windsor C.R. The crustal stress pattern in the Australian continent // Exploration Geophysics. 1991. Vol. 22. P. 101–106.

5. Сергин В.Я., Сергин С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 280 с.

6. *Wolff E.W.* The past 800 ka viewed through Antarctic ice cores // Episodes. 2008. Vol. 31, No 2. P. 219–221.

7. *Gibbard Ph., Cohen K.M.* Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years // Episodes. 2008. Vol. 31, No 2. P. 243–247.

8. *Фролов Н.М.* Гидрогеотермия. М.: Недра, 1976. 280 с.

9. Сергин С.Я., Сергеев С.В. Избыточные горизонтальные напряжения сжатия в верхней коре континентов: климатическая причина возникновения // Научные Ведомости БелГУ. Естеств. и технич. науки. 2013. № 7. С. 135–140.

А.А. Сидоров, <u>А.В. Волков</u>, В.Ю. Алексеев¹

Металлогеническая эволюция окраинноморской литосферы на примере северо-востока России

В предыдущих публикациях [1, 2] было показано, что унаследованный от ранних металлогенических эпох характер оруденения обусловлен длительным развитием региона в палеотектонических обстановках, в том числе родственных современным задуговым и междуговым окраинноморским бассейнам с глубоководными (рифтовой природы) впадинами и трогами и обширными шельфовыми областями. Важнейшими особенностями этой литосферы на северо-востоке Азии представляются остаточные кратонные террейны (типа Охотского и Омолонского массивов) и обилие погруженных микрократонов, именуемых «блоками пологих дислокаций» [2]. Глубинное сейсмотомографическое просвечивание земных недр показывает, что литосфера таких окраинноморских регионов характеризуется исключительным своеобразием внутреннего строения (стагнантные выполаживающиеся субдуцированные слэбы, малоглубинные водонасыщенные плюмы и т.д.), что позволяет выделять литосферу окраинноморского типа в качестве вполне самостоятельной

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия



Рис. Металлогеническая эволюция окраинноморской литосферы (Северо-Восток России)

1–3 – слои земной коры, соответственно "базальтовый" (1), "гранитный" (2) и "гранитно-метаморфический" (3); 4 – зоны гранитообразования; 5 – верхоянский терригенный комплекс; 6 – вулканиты: а – риолит-андезитового состава, б – андезит-дацитового состава; 7 – границы: а – поверхность, б – гранитного слоя. П р а ф о р м а ц и и (буквы на рис.): **Fe** – железисто-кварцитовая (**Fe,Au,TR**); **Cu-Ni(Pt)** – мафитультрамафитовая (Ni,Cu,Co,Au,Pt,Te,Cr); **Met** – уран-многометалльная (U, Ag, Co, Ni, Bi) группа ранних (начальных) стадий рифтогенеза. Р у д н о ф о р м а ц и о н н ы е р я д ы : sd – нерасчлененный сульфидно-вкрапленных руд; Au-sd – золотосульфидный (пирит-пирротиновый), доаккреционный; – золото-кварцевый в Иньяли-Дебинском синклинории; Au-sd1 – золото-сульфидный полный (арсенопиритовый, полиметаллический), обычно постаккреционный; Ag-sd – серебро-сульфидный и Sn(Ag) – олово-серебро-порфировый; Cu-sd(Mo) – медно-молибден-сульфидный порфировый; Pb-Zn – свинцово-цинковый стратиформный; Ms1 – колчеданный, с меднопорфировыми, полиметаллическими, золото-сульфидными и золото-серебряными месторождениями

разновидности, равнозначной двум другим, так называемым главным типам литосферы – океаническому и континентальному. На основе рассмотренных выше представлений предлагается металлогеническая модель аккреционной системы региона (рис.).

Рудные докембрийские праформации определены в модели по месторождениям Омолонского кратона с учетом оруденения типичных докембрийских провинций. Унаследованность фанерозойской минерализации от докембрийского оруденения в пределах террейнов пассивной континентальной окраины, особенно в районах погруженных микрократонов проявлена в разной степени. Гранитизация и флюидизация железистокварцитовых залежей докембрия отражается в кроющих толщах фанерозоя обильной пиритизацией (пирротинизацией), а в терригенных осадках с высоким содержанием мышьяка также и арсенопиритизацией. Золотоносность этих толщ (вкрапленные и жильные руды) связана, повидимому, с тем, что в железистых кварцитах, как правило, содержания золота на порядки превосходит кларки этого металла в других породах. Именно поэтому, по нашему мнению, многокилометровые терригенные толщи Иньяли-Дебинского рифта умеренного раскрытия насыщенны приразломными зонами пирротинизации и золото-кврцевыми жилами метаморфогенного и плутоногенного генезиса. По этой же причине в пределах большинства рудных районов Яно-Колымского золотоносного пояса коллизионный и аккреционный магматизм не сопровождался рудоносностью иного состава (кроме редкометального). Вместе с тем, в ряде районов Чукотки и Колымы в террейнах этого же типа, но с элементами погруженных микрократонов (районы пологих дислокаций) обнаружены разнообразные месторождения базовых (комплексных руд жильно-вкрапленного типа) и монометальных (оловянных, вольфрамовых, сурьмяных, ртутных) формаций, а также проявлений пятиметальной (U, Bi, Co, Ni, Ag) минерализации, что подробно рассматривалось нами ранее, на примере Майского рудного района [2]. Поэтому, можно предположить, что позднемезозойские рудные формации унаследовано отражают элементы рудоносности начального (раннего) рифтогенеза в гранитизированным докембрийском фундаменте. Широко развитые здесь зоны ТМА позволяют также связывать многометальную рудоносность с плюмовой тектоникой, или, что, вероятно одно и тоже с приближением фронта базальтовых магм [3]. Последнее подтверждается широким развитием послерудных (внутрирудных) анезибазальтовых и базальтовых даек.

Металлоносность кроющих постаккреционных структур также связана с особенностями металлогении их основания, что хорошо просматривается при анализе поперечных к ОЧВП профилей. Так фанерозойская рудоносность в пределах погруженного чукотского кратона представлена чрезвычайно широким спектром месторождений. Это позволяет предполагать, что в основании погруженного террейна в тектономагматические эпохи фанерозоя были гранитизированы докембрийские толщи с уран-многометальным оруденением. Что же касается Алазейской межостроводужной зоны, то в спектре ее разнообразного оруденения отмечаются также платиноидные проявления. Крупнейшее эпитермальное золотосеребряное месторождение Купол в ОЧВП расположено на сочленение погруженного кратона и раннемезозойской межостроводужной зоны и поэтому его руды также отличаются очень широким спектром геохимических элементов, по сравнению с другими эпитермальными месторождениями [4, 5].

Рассмотрим в связи с вышеизложенным роль железистокварцитовой, медно-никелевой, а также уран-многометальной минералого-геохимических линий в качестве установленных и предполагаемых источников рудного вещества (рис.). На рисунке изображена общая модель металлогении для Омолонского кратона, для погруженных чукотских микрократонов (районы пологих дислокаций), а также для Иньяли-Дебинского рифта и Олойско-Алазейской группы океанических и островодужных террейнов.

В пределах Омолонского кратона обнаружены проявления всех этих линий, хотя количественные их соотношения принимаем равными (рис.). Влияние этих линий отмечается на погруженном чукотском кратоне (районы пологих дислокаций), особенно уран-многометалльной линии (золото-сульфидные, золото-кварцевые, пятиметальные, оловорудные и ртутные месторождения). Развитие оловянного и золото-кварцевого оруденения тесно связано, по-видимому, с мощными песчанико-сланцевыми толщами триаса, в которых отчетливо высоки кларки относительной концентрации олова и золота.

В пределах Иньяли-Дебинского рифта умеренного раскрытия можно предположить весьма значительное влияние на рудообразование железистых кварцитов в связи с интенсивным развитием зон пирротинизации и пиритизации на участках интенсивной гидротермальной деятельности и сравнительно однообразным золото-кварцевым оруденением. В Алазейской островодужной зоне превалирует влияние уран-многометальной и медно-никелевой линий – (золото-сульфидные, медно-порфировые, платинометальные, золотосеребряные, ртутно-вольфрамовые рудопро-явления).

Тип и состав гранитоидов тесно связаны с особенностями развития террейнов и структурно-формационных зон, что и послужило причиной все еще существующих представлений о металлогенической специализации гранитоидов различного состава. Однако не трудно обнаружить, что металлогеническая специализация как качественно, так и количественно в сущности не коррелирует с гранитоидами. На рис. показана роль каждой минералого-геохимической линии в качестве источников рудного вещества.

Таким образом, металлогения окраинноморской литосферы определялась сложным сочетанием реювенированного оруденения докембрийского фундамента террейнов разного типа, сульфидизированных зон верхоянского (Pz-J) осадочного комплекса и постмагматических образований в аккреционных (J-K₁) и постаккреционных структурах (K₁-Cz). С особенностями этих сочетаний тесно связаны интенсивность оруденения в рудных районах и уникальность месторождений. Благоприятные сочетания могут быть выявлены в результате рудноформационного анализа с использованием геохимических особенностей рудной минерализации. Влияние (унаследованность) минералого-геохимических линий докембрия очевидна в до- и синаккреционных (коллизионных) структурах, а в постаккреционных (кроющих) структурах это влияние заметно снижается.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского Научного Фонда № 14-17-00170.

Литература

1. *Сидоров А.А., Чехов А.Д*. О трех главных типах литосферы Земли и их металлогенической специализации // ДАН. 2009. Т. 427, № 2. С. 229–232.

2. Сидоров А.А., Волков А.В., Чехов А.Д., Алексеев В.Ю. О металлогенической роли кратонных террейнов в окраинноморской литосфере (на примере Северо-Востока России) // ДАН. 2010. Т. 430, № 4. С. 523–528.

3. Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю. Зоны активизации и вулканизм // Вулканология и сейсмология. 2013. № 3. С. 3–14.

4. Белый В.Ф., Сидоров А.А., Волков А.В., Ващилов Ю.Я. Структура и развитие Каемравеемского рудного поля (новый рудный район Чукотки) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С.10–18.

5. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е. и др. Рудообразование на золото-серебряном месторождении Купол, Северо-восток России // Геология рудн. месторождений. 2012. Т. 54, №. 4. С. 350–359.

Роль океанических плагиогранитов в процессах формирования современной океанической коры и первого сиаля Земли

Гранитоиды, относящиеся к семейству океанических плагиогранитов (ОПГ), являются обычным компонентом разреза литосферы медленноспрединговых срединно-океанических хребтов (COX). Согласно «офиолитовому» сценарию аккреции океанической литосферы, принятому в 1960-1980 гг., ОПГ, являясь продуктами дифференциации магматических расплавов, родительских для толеитовых базальтов MORB, участвуют в строении разрезов современной океанической коры и офиолитовых комплексов, в которых образуют интрузивные тела и дайки в габбро верхних уровней и в комплексе параллельных даек. В период 1990-2000 гг. было установлено, что широкое распространение в осевых зонах СОХ мантийных перидотитов и габбро служит видовым признаком коры Хессовского типа, характерной для низкоскоростных центров спрединга. Ассоциация плутонических пород, типичная для Хессовской коры, слагает внутренние океанические комплексы (ВОК), в строении которых участвуют жильные тела плагиогранитов, описанные в Срединно-Атлантическом, Юго-Западном и Центрально-Индийском хребтах [1-3]. В отличие от постулатов канонической модели, ОПГ медленно-спрединговых СОХ образуют жилы (от первых метров до нескольких Миллиметров), секущие как габброиды, так и перидотиты. Океанические плагиограниты по модальному минеральному составу обычно соответствуют трондьемитам. Популярная классификация пород гранитоидного состава, предложенная Дж. Пирсом [4], включает следующие типы гранитов: граниты срединно-океанических хребтов (ORG или ОПГ); граниты вулканических дуг (VAG); коллизионные граниты – COLG (подразделяются на син-тектонические и пост-тектонические, связанные с коллизией континентальных плит; и синт-тектонические, образованные при коллизии континент-островная дуга); и внутриплитные граниты (WPG). Несмотря на то, что классификация Дж. Пирса до сих пор широко используется в мировой научной литературе, судя по имеющимся в настоящее время данным о геохимических особенностях надежно иденти-

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

фицированных ОПГ, практически не один из образцов этих пород не соответствует полю составов ORG, выделенному в [4].

К видовым особенностям ОПГ, отражающим своеобразие их петрогенезиса можно отнести следующие: 1) Результаты экспериментов по плавлению базитового субстрата, в том числе океанических габбро и базальтов [5], свидетельствуют в пользу участия воды в образовании рас-плава, обогащенного SiO₂; 2) Пространственная локализация плутонических комплексов САХ, содержащих жильные тела ОПГ, в районах осевой зоны COX, где установлены активные гидротермальные поля; 3) Обычно с ОПГ ассоциируют в различной степени перекристаллизованные габброиды, характерной чертой которых является присутствие высокотемпературной роговой обманки с исключительно высоким содержанием хлора (0.60-2.00 мас.%) и флюидных включений в породообразующих минералах с высоким содержанием NaCl [1,6]; 4) Для ОПГ обычно характерно повышенное (относительно ассоциирующих габброидов) 87 Sr/ 86 Sr, сопровождающееся 143 Nd/ 144 Nd, близким к таковому в мантийном резервуаре DM; 5) Обогащенность ЛРЗЭ, свойственная большей части образцов ОПГ; 6) Существующие данные U-Pb датирования по циркону свидетельствуют о том, что практически все образцы истинных ОПГ из внутренних океанических комплексов имеют возраст порядка 1-2 млн лет; 7) Петрологические и изотопные геотермометры позволяют оценивать температуру образования ОПГ в 780°-850°С.

Приведенные выше данные показывают, что для формирования ОПГ необходимо одновременное сочетание двух факторов: (1) высокой температуры (не ниже 750°С); и (2) транспорта вглубь разреза океанической коры гидротермального флюида морского происхождения. Реализация подобных условий возможна в случае проникновении фронта гидратации в область существования остывающей магматической камеры под осью хребта. Синтез перечисленных характерных особенностей ОПГ позволяет предполагать, что эти породы образуются в результате плавления («гидротермального анатексиса») океанических габброидов при их взаимодействии с высокотемпературным гидротермальным водносолевым флюидом морского происхождения. Таким образом, образование ОПГ, отражает фундаментальную особенность аккреции океанической литосферы: практически одновременное в масштабах геологического времени протекание экзогенных и эндогенных процессов.

Положение ОПГ в разрезе океанической коры и их возраст имеют принципиальную важность для реконструкции картины основных этапов тектонической эволюции литосферы медленно-спрединговых СОХ. Все полученные к настоящему времени U-Pb оценки возраста неизмененных цирконов, выделенных из ОПГ, попадают в узкий интервал порядка порядка 1–2 млн лет. Поскольку петрографические данные свидетельствуют о том, что плагиограниты относятся к наиболее поздним продуктам магматической эволюции плутонической части разреза океанической коры, можно прийти к заключению, что указанный временной интервал знаменует заключительный этап формирования ВОК для всех известных к настоящему времени районов их распространения в медленно-спрединговых СОХ. Таким образом, океанические плагиограниты, являясь наиболее поздним по времени образования компонентом строения внутренних океанических комплексов СОХ, могут рассматриваться как петрологический индикатор зрелости океанической коры Хессовского типа. Очевидно также, что временной интервал 1–2 млн лет определяет возраст корового субстрата, обнажающегося в бортах рифтовой долины медленно-спрединговых хребтов и не связанного напрямую с молодыми базальтами, изливающимися в осевой части рифтовой долины ("zero age" MORB).

Следует иметь в виду, что интерпретация всех имеющихся данных по датированию ОПГ была бы неполной без обсуждения полученных разными авторами (например, [7]), очень древних возрастов, определенных для редких, сильно окатанных зерен циркона из этих пород. В этой связи, уместно упомянуть имеющиеся изотопно-геохимические данные (например, [8]), свидетельствующие о возможности существования реликтов древней литосферы, сохранившихся в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта (САХ) в виде так называемых "non-spreading blocks". В этом случае возможными кандидатами на роль донора древнего циркона могут являться тела габброидов, не имеющие отношения к современной океанической литосфере и инкорпорированные в древний мантийный субстрат. Плавление подобного габброидного материала с участием высокотемпературного гидротермального флюида могло бы непротиворечиво объяснить образование ОПГ с цирконами, относящимися к двум возрастным генерациям: ксеногенной (древней) и новообразованной (молодой).

Одним из дискуссионных вопросов в науках о Земле остается проблема возникновения первого в ее геологической истории корового субстрата гранитного состава. Длительное существование на ранних этапах геологической истории Земли (начиная с 50–100 млн лет) системы базальтовая протокора – морская вода подтверждается изотопными данными [9]. Можно ожидать обнаружения признаков примитивной протокоры Земли со строением, напоминающим разрез современной океанической коры, уже в первые сотни миллионов лет после глобальной дифференциации протовещества Земли. В пользу подобного допущения свидетельствует также вещественная и тектоническая «девственность»

коры современных океанических бассейнов, не осложненная процессами регионального метаморфизма (включая гранитизацию) и складчатости, которые характерны для разновозрастных комплексов пород континентов. Признаки первого (хадейского) сиалического субстрата фиксируются методами изотопной геохимии в детритовом цирконе с возрастом 4.4 – ≥ 3.8 Ga из древнейших метаосадочных комплексов кратонов Северной Америки и Австралии. Модель формирования первого сиаля Земли за счет высокотемпературного взаимодействия коры Хадейского океана с флюидом морского происхождения, основанная на механизме «гидротермального анатексиса», определяющего геохимическую специфику современных ОПГ, позволяет устранить проблему природы источника воды и ее транспорта в область генерации магматических расплавов на самых ранних этапах формирования коры Земли. В терминах модели «гидротермального анатексиса» возможно непротиворечиво описать механизм формирования первого сиаля Земли, избегая спорного допущения ранней субдукции, петрологические и геохимические индикаторы которой устанавливаются в архейских комплексах пород, сформированных не ранее 3.9 Ga.

Литература

1. Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13°-17°с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6. № 4. С. 381-421.

2. *Maeda J., Naslund H.R., Jang Y.D. et al.* High-temperature fluid migration within oceanic Layer 3 gabbros, Hole 735B, Southwest Indian Ridge: implications for the magmatic–hydrothermal transition at slow-spreading mid-ocean ridges / Natland J.H., Dick H.J.B., Miller D.J., Von Herzen R.P. (Eds.) // Proc. ODP. Sci. Results. 2002. V. 176. P. 1–56.

3. *Nakamura K., Morishita T., Chang Q. et al.* Discovery of lanthanide tetrad effect in an oceanic plagiogranite from an Ocean Core Complex at the Central Indian Ridge 25°S // Geochem. Journal. 2007. V. 41. P. 135–140.

4. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V.25. P. 956-983.

5. *Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M.* Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: An experimental study // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 146. P. 414–432.

6. *Kelley D.S., Delaney J.R.* Two-phase separation and fracturing ih midocean ridge gabbros at temperatures greater than 700°C // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 83. P. 53-66. 7. Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Белоусова Е.А., Бортников Н.С., Краснова Е.А., Каннат М. Время формирования внутреннего океанического комплекса гидротермального поля Ашадзе, Срединно-Атлантический хребет, 12°58'с.ш. по результатам исследования циркона // ДАН. 2012. Т. 447. № 4. С. 1-5.

8. Dosso L., Bougault H., Langmuir C. et al. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge $(31^{\circ}-41^{\circ}N)$ // Earth. Planet. Sci. Lett. 1999. V. 170. P. 269-286.

9. Kamber B.S., Kenneth J., Collerson D., Moorbath S., Martin J., Whitehouse M.J. Inheritance of Early Archaean Pb-isotope Variability from Long-Lived Hadean Protocrust // Contrib. Mineral. Petrol. 2003. V. 145. P. 25–46.

<u>Л.А. Сим¹</u>, Г.В. Брянцева², О.В. Постникова³, А.В. Постников³, В.В. Пошибаев³

О новейшей геодинамике Тимано-Печорской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской платформ и ее связи с нефтегазоностью

Новейшая геодинамика Тимано-Печорской (ТПП), Западно-Сибирской (ЗСП) плит и Восточно-Сибирской платформы (ВСП) исследовалась с помощью реконструкции неотектонических напряжений и выделения новейших структур по геоморфологическим данным. Восстановление сдвиговых тектонических напряжений производилось преимущественно структурно-геоморфологическим (СГ) методом [5], а на Тимане – с использованием кинематического метода на основе анализа векторов перемещения на зеркалах скольжения [2]. Новейшие структуры выделены с помощью изучения геоморфологических признаков растущих поднятий [4].

На эпибайкальской ТПП установлено региональное сдвиговое поле тектонических напряжений с субмеридиональной ориентацией оси сжатия и субширотной – растяжения [5]. Сдвиговый тип напряженного состояния этой структуры подтверждается результатами реконструкции

¹ Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

³ Российский государственный университет им.И.М. Губкина, Москва, Россия

неотектонических напряжений в обрамлении – на Тимане и в новейшем поднятии гряды Чернышова трехмерным кинематическим методом. Локальные стресс-состояния, восстановленные с помощью этого метода, дали возможность определить общее сдвиговое поле напряжений с ССЗ ориентировкой оси сжатия и субширотной – оси растяжения (рис. 1) [5].

На ЗСП неотектонические сдвиговые напряжения восстановлены только СГ методом. Результаты реконструкции свидетельствуют, что практически на всем севере Западно-Сибирской плиты также доминируют субгоризонтальные оси главных нормальных напряжений I ранга: меридиональные – сжатия и субширотные – растяжения [6], которые характерны и для отдельных месторождений углеводородов в этой части плиты (Северо-Комсомольское, Ай-Пим, а также для Александровского свода [9]. В южной части ЗСП СГ методом исследованы Северо-Демьяновское, Кальчинское и Северо-Кальчинское месторождения углеводородов, на которых неотектонические напряжения І ранга ориентированы аналогично северным частям. Этот тип напряженного состояния подтвержден результатами интерпретации данных сейсмического 3D про-филирования на большинстве месторождений нефти и газа севера 3СП [2, 7]. Исключением является лишь месторождение Б. Салым, на котором восстановлено сдвиговое поле напряжений с широтной ориентацией оси сжатия и субмеридиональной – оси растяжения. Природа этого аномального напряженного состояния на территории ЗСП требует специального исследования. Субмеридиональное горизонтальное сжатие на ТПП и ЗСП обусловлено, по всей вероятности, процессами спрединга в Северном Ледовитом океане [5, 6].

В пределах ВСП реконструкция неотектонических напряжений произведена пределах месторождении нефти и газа в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы, Иркинеево-Чадобецкого прогиба и Юрубчено-Тохомского месторождения: во всех перечисленных областях восстановлено сдвиговое поле неотектонических напряжений с субмеридиональной ориентировкой оси сжатия и субширотной – оси растяжения.

Следствием распространения на исследованных частях перечисленных платформенных структур сдвиговых неотектонических напряжений является доминирование правосдвиговых смещений по крупным разломам СЗ простирания и левосдвиговых – по разломам СВ простирания. На местах их пересечения из-за разной направленности сдвиговых перемещений образуются локальные сектора растяжения, раскрытые на север и юг и локальные сектора сжатия, раскрытые на запад и восток (рис. 2). Сектора растяжения характеризуются (при прочих равных геологических условиях) повышенной проницаемостью и раскрытостью трещин. Соответственно, такие участки наиболее перспективны на по-



Рис. 1. Неотектонические напряжения Тимано-Печорской плиты и структур обрамления (по: Сим [5]).

а – Разломы: 1 - Западно-Тиманский краевой шов; 2 – разломы: а – I, б – II, в – III рангов; 3 – сдвиги; 4 – разломы, формирующиеся в обстановке дополнительного растяжения. Б – Неотектонические напряжения: 5 - восстановленные СГ методом:
а – I, б – II, в – III рангов; 6 – восстановленные кинематическим методом, оси сжатия – черные, оси растяжения – полые кружки; 7 – вектора перемещений на плоскостях действия максимальных касательных напряжений

становку бурения поисковых скважин. Анализ локальных обстановок растяжения и высокие показатели начального дебита нефти в скважинах, пробуренных в таких геодинамических обстановках, подтверждены на месторождениях Б. Салым в Западной Сибири [8], Абаканском месторождении (Восточная Сибирь) и др. месторождениях.

Таким образом, изучение новейшей геодинамики нефтегазоносных бассейнов платформ Северной Евразии, совместный анализ разномасштабных участков с локальными геодинамическими обстановками растяжения и сжатия показало перспективность подобных исследований для прогноза условий концентрации углеводородов.



Рис. 2. Схема новейшей геодинамики Иркенеево-Чадобецкого палеорифта. Неотектонические структуры. 1 – границы новейших поднятий; 2 – река в поясе меандр. Новейшие разломы. 3 – I порядка, 4 – II и более мелких порядков, 5 – обобщенные очертания отдельных хребтов и впадин. Кинематический тип разломов. 6 – левый сдвиг, 7 – правый сдвиг, 8 – сброс (взрез). Неотектонические напряжения и геодинамика. 9–10 – ориентировка оси сжатия в горизонтальной плоскости (9 – I ранга, 10 – II ранга и более мелких порядков). Геодинамические обстановки: 11 – сжатия, 12 – растяжения. Сектора локальных геодинамических обстановок: 13 – растяжения

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.

2. Гогоненков Г.Н., Лаврик А.С., Эльманович С.С. Зарождающиеся горизонтальные сдвиги в тектонике северной части Западной Сибири // Геофизика, спецвыпуск Технологии сейсморазведки-1, 2002. С. 52-62.

3. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // ДАН СССР, сер. геофиз. 1975. Т. 225, №3. С. 557-560.

4. Костенко Н.П., Брянцева Г.В. Неотектоника Надым-Тазовской синеклизы (Ново-Уренгойской регион) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М-лы XXXIII Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 251–253. 5. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326-350.

6. Сим Л.А., Брянцева Г.В., Чекмарев К.В. О перестройке структурного плана севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала в новейший этап // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики. М.: ИФЗ, 2008. С. 301-318.

7. Филиппович Ю.В. О приоритетной роли горизонтальных тектонических дислокаций в формировании и развитии мезозойско-кайнозойской Западно-Сибирской геосинеклизы // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. IV научно-практ. конф. Ханты-Мансийск, 2001. С. 114-129.

8. Фурсов А.Я., Постников А.В., Ляпунов Ю.В., Сим Л.А., Скворцов М.Б., Быков В.В. Геологические основы и новые технологии прогнозирования залежей и оценки запасов нефти в отложениях баженовской свиты // Пути реализации нефтегаз. потенциала Ханты-Манс. авт. обл.». Ханты-Мансийск, 2000. С. 162-173.

9. Юрченко О.С., Сим Л.А. Сдвиговые деформации северной части Александровского свода Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики. М.: ИФЗ, 2008. С. 431-461.

В.В. Славинский¹

Нагрев океанической литосферы мантийными плюмами

Нагрев океанической литосферы мантийным плюмом зависит от скорости её движения относительно положения плюма под основанием литосферы (горячей точки) и избыточной (по сравнению с окружающей мантией) температуры плюма ($T^{ex} \approx 150-300^{\circ}$ С). Скорость движения литосферной плиты особенно значима из-за медленного (кондуктивного) переноса тепла в литосфере. При движении Тихоокеанской плиты со скоростью ~9.2 см/год относительно Гавайской горячей точки тепловая аномалия Гавайского плюма ($T^{ex} \approx 300^{\circ}$ С) не достигла глубины извержения четвертичных постэрозионных щёлочно-базальтоидных магм с ксенолитами мантийных пород на о. Оаху. С глубины извержения начинаются интенсивная дегазация, быстрый подъём магм, захват и вынос ксе-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

нолитов, не нагретых (согласно минеральной термометрии) этими магмами, к земной поверхности. Глубина извержения связана с толщиной литосферы уравнением, полученным по данным минеральной термобарометрии ксенолитов и сейсмики для внутриплитных (плюмовых) щёлочно-базальтовых и кимберлитовых магм

$$\ln(H_{\rm L} - H_{\rm E}) = 1.62 + 0.0168H_{\rm E}, \qquad (1)$$

где $H_{\rm L}$ – толщина литосферы, $H_{\rm E}$ – глубина извержения магм в км. Далее $H_{\rm L} = H_{\rm L(Pac)}$, $H_{\rm L(Afr)}$ для океанической литосферы Тихоокеанской и Африканской плит, T – температура в °С, P – давление в ГПа, t – возраст нормальной океанической коры в млн лет.

Глубина извержения магм определяется по наименее глубоким нагретым ими ксенолитам, называемым высокотемпературными. При отсутствии таковых – по самым глубоким не нагретым магмами (низкотемпературным) ксенолитам. Глубина извержения ($H_{\rm E} = 73$ км) постэрозионных магм на о. Оаху приравнена к глубине их низкотемпературного ксенолита шпинелевого лерцолита 77PA-39 [1] (параметры его равновесия $T = 885^{\circ}$ С, P = 2.34 ГПа). По уравнению (1) ей соответствует толщина литосферы $H_{\rm L(Pac)} = 90$ км (t = 80 млн лет) при её сейсмической оценке 88 ± 7 км [2].

Глубина извержения ($H_{\rm E} = 83$ км, считая от кровли литосферы) альнёйтовых магм 34 млн лет назад на юго-восточной окраине подводного тихоокеанского плато Онтонг-Джава найдена по глубине их двух высокотемпературных ксенолитов – гранат-шпинелевого лерцолита PHN 3539 [3] ($T = 1117^{\circ}$ С, P = 2.64 ГПа) и шпинелевого лерцолита PHN 3549В [3] ($T = 1097^{\circ}$ С, P = 2.64 ГПа). Этой глубине извержения отвечают толщина литосферы $H_{\rm L(Pac)} = 103$ км по уравнению (1) и возраст коры t = 110 млн лет по зависимости толщины Тихоокеанской плиты от возраста её коры

$$H_{\rm L(Pac)} = 12 + 8.7t^{1/2},$$
 (2)

полученной на основании $H_{L(Pac)} = 90$ км (t = 80 млн лет) и сейсмических данных [4]. В результате юго-восточная окраина плато Онтонг-Джава образовалась ~122 млн лет назад на нормальной океанической коре возраста ~22 млн лет (= 110 +34 - 122), т.е. во внутриплитной обстановке.

Отсутствие нагрева плюмами Тихоокеанской плиты на глубинах, с которых были вынесены ксенолиты, позволило по термобарометрии ксенолитов с о-вов Оаху, Таити (о-ва Общества), Савайи (о-ва Самоа) и плато Онтонг-Джава рассчитать геотермы её ненагретой мантии в интервале возрастов коры 70 (о. Таити) – 110 (плато Онтонг-Джава) млн лет

$$T = 1185 - 60.7t^{1/2} + 1255t^{-1/2}P.$$
 (3)

Скорость движения Африканской плиты относительно горячих точек Зелёного Мыса, Канарской и Мадейра всего ~1.2 см/год, и потому одноимённые плюмы успели кондуктивно нагреть всю океаническую литосферу к началу извержений ксенолитсодержащих постэрозионных магм. Щёлочно-базальтоидные магмы на о. Сал (о-ва Зелёного Мыса) извергались с глубины $H_E = 108$ км согласно глубине их низкотемпературного ксенолита лерцолита CV9 [5] (T = 1253°C, P = 3.48 ГПа). Тогда по уравнению (1) литосфера о. Сал ~10 млн лет назад, во время извержения ксенолитсодержащих магм, достигала толщины $H_{L(Afr)} = 139$ км.

Если плюм Зелёного Мыса нагревает, но не утоняет литосферу, то с учётом толщины литосферы Срединно-Атлантического хребта [4] и $H_{L(Afr)} = 139$ км (t = 130 млн лет) толщину океанической литосферы Африканской плиты $H_{L(Afr)}$ можно связать с возрастом её коры уравнением

$$H_{\rm L(Afr)} = 30 + 9.6t^{1/2} \,. \tag{4}$$

Океанической литосфере Африканской и Тихоокеанской плит одной толщины соответствуют одни и те же значения теплового потока из астеносферы через основание литосферы, называемого астеносферным тепловым потоком (q_A), и температуры основания литосферы (T_L): $q_{A(Aff)} = q_{A(Pac)}$ и $T_{L(Afr)} = T_{L(Pac)}$ при $H_{L(Afr)} = H_{L(Pac)}$. Тогда по уравнениям (2), (3) при коэффициенте теплопроводности океанической литосферной мантии 3.5 Вт/(м·К) и (4) для нагретой и не нагретой плюмом Зелёного Мыса литосферы о. Сал ~10 млн лет назад $q_{A(Afr)} = 16.0$ и 9.8 мВт/м², $T_{L(Afr)} = 1270$ и 680°С соответственно с аномалиями астеносферного теплового потока $\Delta q_{A(Afr)} = 6.2$ мВт/м² и температуры $\Delta T_{L(Afr)} = 590$ °С. Рассчитанная аномалия $\Delta q_{A(Afr)}$ близка к измеренной современной аномалии поверхностного теплового потока $\Delta q_S \leq ~9$ мВт/м² [6] на о-вах Зелёного Мыса.

Аналогично для нагретой и не нагретой Канарским плюмом литосферы о. Иерро (t = 156 млн лет) в четвертичное время вычислено $q_{A(Afr)}$ = 14.3 и 9.0 мВт/м², $T_{L(Afr)} = 1185$ и 605°С соответственно, аномалии $\Delta q_{A(Afr)} = 5.3$ мВт/м² и $\Delta T_{L(Afr)} = 580$ °С. Литосфера о. Мадейра (t = 135млн лет) тогда же нагрета плюмом Мадейра слабее, чем литосфера о. Иерро Канарским плюмом: $q_{A(Afr)} = 13.4$ и 9.6 мВт/м², $T_{L(Afr)} = 1065$ и 665°С при нагреве и отсутствии нагрева соответственно, аномалии $\Delta q_{A(Afr)} = 3.8$ мВт/м² и $\Delta T_{L(Afr)} = 400$ °С.

По уравнениям (2), (3) и (4) геотермы не нагретой плюмами океанической мантии Африканской плиты можно представить в виде, подобном уравнению (3),

$$T = 1059 - 67.0t^{1/2} + 981t^{-1/2}P.$$
 (5)

Таким же образом определяются геотермы ненагретой океанической мантии любой другой литосферной плиты, если для неё известна зависимость $H_{\rm L}(t)$.

Несмотря на близкий по величине нагрев литосферы, Канарское поднятие значительно ниже (0.5–1 км) поднятия Зелёного Мыса (до 2.2 км). Следовательно, даже на медленно движущихся плитах внутриплитные поднятия возникли в основном не из-за нагрева литосферы, а благодаря динамической поддержке её поднимающимися плюмами [7, 8]. Действительно, поднятие Зелёного Мыса – самое высокое внутриплитное океаническое поднятие на Земле – находится над общирной горячей верхне- и нижнемантийной аномалией [9, 10], утоняющей на ~30 км ($T^{ex} \approx 300^{\circ}$ С) [11] переходную зону верхней мантии, ограниченную сейсмическими разделами 410 и 660 км.

Низкие значения теплового потока через основание древней океанической литосферы указывают на сильное охлаждение не только этой литосферы за счёт циркуляции морской воды в коре всех возрастов, но и астеносферного потока, перемещающего литосферу [12]. Астеносферный поток обгоняет океаническую литосферу на пути от срединноокеанического хребта к континенту и, будучи достаточно холодным, а потому плотным, погружается вместе с ней или без неё под литосферу активной или пассивной континентальной окраины.

Литература

1. Sen G. Petrogenesis of spinel lherzolite and pyroxenite suite xenoliths from the Koolau shield, Oahu, Hawaii: implications for petrology of the post-eruptive lithosphere beneath Oahu // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 100, \mathbb{N} 1. P.61-91.

2. *Priestley K., Tilmann F.* Shear-wave structure of the lithosphere above the Hawaiian hot spot from two-station Rayleigh wave phase velocity measurements // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26, № 10. P. 1493-1496.

3. *Nixon P.H., Boyd F.R.* Garnet bearing lherzolites and discrete nodule suites from the Malaita alnöite, Solomon Islands, S.W. Pacific, and their bearing on oceanic mantle composition and geotherm / Boyd F.R., Meyer H.O.A. (eds.) The mantle sample: inclusions in kimberlites and other volcanics. // Proc. 2nd Int. Kimb. Conf. Washington, D.C.: AGU, 1979. V. 2. P. 400-423.

4. *Zhang Y.-S., Lay T.* Evolution of oceanic upper mantle structure // Phys. Earth Planet. Int. 1999. V. 114, № 1-2. P. 1-80.

5. Bonadiman C., Beccaluva L., Coltorti M., Siena F. Kimberlite-like metasomatism and 'garnet signature' in spinel-peridotite xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: relics of a subcontinental mantle domain within the Atlantic oceanic lithosphere? // J. Petrol. 2005. V. 46, № 12. P. 2465-2493. 6. *Stein C.A., Von Herzen R.P.* Potential effects of hydrothermal circulation and magmatism on heatflow at hotspot swells / Foulger G.R., Jurdy D.M. (eds.) Plates, plumes, and planetary processes. // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 2007. V. 430. P. 261-274.

7. Wilson D.J., Peirce C., Watts A.B., Grevemeyer I., Krabbenhoeft A. Uplift at lithospheric swells – I: seismic and gravity constraints on the crust and uppermost mantle structure of the Cape Verde mid-plate swell // Geophys. J. Int. 2010. V. 182, N 2. P. 531-550.

8. Wilson D.J., Peirce C., Watts A.B., Grevemeyer I. Uplift at lithospheric swells – II: is the Cape Verde mid-plate swell supported by a lithosphere of varying mechanical strength? // Geophys. J. Int. 2013. V. 193, № 2. P. 798-819.

9. Davaille A., Stutzmann E., Silveira G., Besse J., Courtillot V. Convective patterns under the Indo-Atlantic «box» // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 239, № 3-4. P. 233-252.

10. Forte A.M., Quéré S., Moucha R., Simmons N.A., Grand S.P., Mitrovica J.X., Rowley D.B. Joint seismic–geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: a reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 295, № 3-4. P. 329-341.

11. Vinnik L., Silveira G., Kiselev S., Farra V., Weber M., Stutzmann E. Cape Verde hotspot from the upper crust to the top of the lower mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 319-320. P. 259-268.

12. *Bird P., Liu Z., Rucker W.K.* Stresses that drive the plates from below: definitions, computational path, model optimization, and error analysis // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, № B11, B11406. P. 1-32.

Дуговые структуры в орогенических областях северо-востока Азии

Дуговые структуры являются достаточно широко распространенными элементами подвижных поясов Земли. Вместе с тем, они очень слабо изучены, за исключением островных дуг, которые являются главными компонентами глобальной тектоники. В областях горообразования дуговые структуры обычно выделяются лишь как части кольцевых (концентрических) комплексов. В качестве самостоятельных структур, имеющих разные механизмы образования, они практически не рассматриваются.

В докладе представлены результаты морфологического анализа различных дуговых структур на северо-востоке Азии. Установлено, что они бывают образованы орогидрографическими формами земной поверхности, геологическими структурами (вещественными и дислокационными) или представляют собой геологическую структуру, конформно выраженную в рельефе. Геодинамические обстановки их формирования различны: они могут развиваться как в условиях растяжения, так и в обстановках сжатия или сдвига, что и обусловливает их морфологическое и кинематическое разнообразие. Масштабы их проявления варьируют от локального и регионального до планетарного. К планетарному уровню относятся островные дуги и глубоководные желоба, вулканогенные и коллизионные орогенные пояса. Среди дуговых структур регионального масштаба выделяются рифты, складчатые системы, крупные зоны разломов. Локальному уровню соответствуют отдельные дугообразные складчатые структуры и разломы, хребты, границы межгорных впадин и другие элементы рельефа и геологического строения [1].

Морфология в плане дуговых структур и их соотношения друг с другом сложны и многовариантны. Выделяются дуговые структуры следующих морфотипов (рис. 1).

Простые дуги состоят из одного изгиба, могут иметь различные радиусы кривизны и подразделяться на слабо изогнутые с большим радиусом кривизны и сильно изогнутые (напряженные) с малым радиусом кривизны. Образуются в геодинамических обстановках сжатия и растяжения и имеют масштабы от локального до планетарного. На северовостоке Азии это Курильская островная дуга, Полоусненский коллизионный пояс гранитоидов [по 2].

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН



Рис. 1. Морфологические типы дуговых структур 1–3 – отдельные дуги: 1 – простые; 2–3 – сложные: 2 – синусоидальные, 3 – фланговые; 4–6 – парагенетические дуговые ансамбли: 4 – парные, 5 – пакеты (эшелонированные дуги), 6 – цепи (гирлянды)

Сложные дуги представлены двумя морфотипами: 1) синусоидальные, состоящие из двух или нескольких сопряженных простых дуг, например, Колымский коллизионный пояс гранитоидов; 2) выделяемые нами впервые фланговые дуги (arc-flank), которые представляют из себя простую дугу, осложненную на концах прямолинейными или слабо изогнутыми отрезками (флангами). Они распространены значительно реже, чем простые дуги. Одним из представителей этого морфотипа на северовостоке Азии является Охотско-Чукотский вулканогенный пояс [по 3].

Дуговые структуры часто образуют парагенезисы, образованные двумя и большим числом простых и сложных дуг: пары, пакеты, цепи (гирлянды). 1) пары – это сочетание параллельных дуговых структур, имеющих единую геодинамическую природу (например, глубоководный желоб – островная дуга или дуговое ограничение хребта – осевая линия водораздела). 2) пакеты дуг – морфологически выраженные эшелонированные системы дуговых структур, следующих друг за другом (например, дугообразные пакеты складчатых хребтов и разделяющих их речных долин). 3) цепи (гирлянды) дуг – морфологически выраженные системы сопряженных и одинаково ориентированных дуговых структур. На планетарном уровне это цепи островных дуг, на локальном – цепи дугообразных (фестончатых) разломов в сдвиговых зонах. Последние имеют разную морфологию в обстановках транстензии и транспрессии [по 4].

Дуговые структуры и их ассоциации – это важнейшие элементы рельефа и тектоники подвижных поясов Земли, обладающие специфической морфологией, заключающей в себе информацию о геодинамических условиях их формирования. Изучение дуговых структур регионального и локального уровней, их кинематическая и геодинамическая интерпретация необходимы для более глубокого понимания развития структуры земной коры и процессов горообразования в разные геологические периоды, а также для решения вопросов унаследованного или эпигенетического развития новейшей структуры орогенов.

Литература

1. Смирнов В.Н. Морфологический анализ дуговых элементов в структуре северо-востока Азии // Чтения памяти академика К.В. Симакова: Материалы докладов Всероссийской научной конференции (Магадан, 26-28 ноября 2013 г.). Магадан. СВНЦ ДВО РАН, 2013. С. 68-70.

2. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Масштаб 1:5000000. М: ИЛ РАН, 1992.

3. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 170 с.

4. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ юго-восточной Европы / Отв. ред. академик Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2004. 340 с.

<u>С.Д. Соколов¹</u>, М.И. Тучкова¹, Г.В. Леднева¹, М.В. Лучицкая¹, В.Е. Вержбицкий², Е.В. Ватрушкина², А.В. Моисеев¹

Тектоника арктической континентальной окраины Чукотки

Арктическая окраина Чукотки является важным источником информации для тестирования различных тектонических гипотез происхождения Амеразийского бассейна. Доклад основан на новых геологических данных, которые необходимо учитывать при создании палеотектонических реконструкций.

Арктическая окраина Чукотки включает континентальную часть от бассейна р. Колымы до Чукотского полуострова и обширный шельф Восточно-Сибирского и Чукотского морей. В структурном плане здесь выделяется Чукотская (Новосибирско-Чукотская) складчатая область, которая состоит из Анюйско-Чукотской и Южно-Анюйской складчатых систем. Последняя рассматривается как коллизионная сутура и является

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт Океанологии (ИО) РАН

южным ограничением Чукотских мезозоид, отделяя их от структур Верхояно-Колымской складчатой области.

Южно-Анюйская складчатая система образовалась в результате столкновения Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибирского континента. Она состоит из трех террейнов: в северо-западной части находится Шалауровский террейн (остров Б. Ляховский), в центральной части (междуречье рек Большой и Малый Анюй) - Южно-Анюйский террейн, а на Восточной Чукотке – Вельмайский террейн. Структурно-вещественные комплексы представлены терригенными отложениями верхнего триаса и верхней юры-нижнего мела, океаническими базальт-кремнистыми ассоциациями нижнего карбона и нижней - верхней юры, офиолитами, амфиболитами, глаукофановыми сланцами и др.

Анюйско-Чукотская складчатая система состоит из нескольких террейнов (Врангелевский, Западно-Чукотский и Восточно-Чукотский), которые имеют определенные различия в составе и стратиграфической последовательности слагающих отложений. В палеотектоническом отношении они интерпретируются как Чукотский микроконтинент с древним кристаллическим фундаментом и деформированным палеозойско-мезозойским чехлом.

Фундамент обнажается на о. Врангель и в Восточно-Чукотском террейне и сложен амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми и зелеными сланцами, которые образовались по осадочными и вулканогенным породам, с горизонтами мраморов и гранито-гнейсов (граниты 609-677 млн лет [5] и гнейсы 650-540 млн лет [7]). В последние годы на Чукотке среди метаморфических образований, относимых к докембрию, были обнаружены гранито-гнейсовые купола и комплексы метаморфических ядер мелового возраста [1, 4].

Палеозой представлен карбонатными и терригенными отложениями в стратиграфическом диапазоне от среднего ордовика до карбона. Верхнекаменноугольные и морские пермские отложения на Чукотском п-ове отсутствуют, а на о. Врангеля представлены известнякам и терригенными породами более мелководными на севере и более глубоководными на юге [5].

Триасовые отложения залегают несогласно и представлены, в основном, турбидитами, которые накапливались на шельфе, континентальном склоне и подножье [3]. В нижней части разреза на Чукотке встречаются многочисленные силлы и мелкие пластовые интрузивы габбро-диабазов, диабазов и долеритов, которые смяты в складки вместе с вмещающими породами. К-Ar возраст 233-218 млн лет, U-Pb возраст цирконов в районе Колючинской губы 252±4 млн лет [6] подтверждает существование в чехле микроконтинента верхнепермских отложений. Ранее были известны единичные находки флоры и споро-пыльцевых комплексов, указывающие континентальный генезис.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения представлены обломочными породами с горизонтами конгломератов и глинистых сланцев с растительным детритом. В некоторых разностях встречается туфогенный и вулканомиктовый материал.

В тектонической истории арктической окраины Чукотки можно выделить 4 этапа: поздний докембрий – ранний палеозой, палеозой – ранний мезозой, поздняя юра – ранний мел и ранний – поздний мел.

Поздний докембрий – ранний палеозой. Метаморфические комплексы Чукотки большинством исследователей рассматривались как часть древнего континентального блока, занимавшего центральную часть Арктического океана: Гиперборейская платформа (Н.С. Шатский, 1935), Древняя Арктика (Eardly, 1948), Арктида [2], Крокерленд (А.Embry, 1993), блок Беннет-Боровия [7] и др.

В раннем палеозое это была карбонатная платформа, отделенная от Сибири, Лаврентии и Балтики океаническими бассейнами [7]. Ордовикские, силурийские и раннедевонские отложения представлены мелководными карбонатными и обломочными породами.

Отсутствие палеомагнитных данных и смешанный характер фауны (Лаврентия, Сибирь и Балтика) не позволяют определить точное положение Арктиды и Чукотского блока в частности. Во многих реконструкциях Арктическая Аляска и Чукотка (ААЧ) помещаются вблизи Сибири до начала девонского времени. Во время элсмирской орогении, приведшей к окончательному закрытию неопротерозойско-раннепалеозойского океана Япетус, они переместились от Сибири к Лаврентии. Возраст цирконов из деформированных гранодиоритов 369±1.2 и 374±0.5 млн лет метаморфического комплекса Чукотки [7] и раннекарбоновый возраст гранитов мыса Кибера (цирконы 353±5 млн лет) можно рассматривать как результат элсмирской орогении.

Палеозой – ранний мезозой. Изучение офиолитов и фрагментов океанической коры указывает на существование в палеозое Прото-Арктического океана. В девоне – карбоне океан соединял Пацифику с Палеоуральским океаном. Позднее, после коллизии Сибири с Балтикой и Карского блока Арктиды с Сибирью он превратился в залив Пацифики.

Южная окраина Прото-Арктического океана с Сибирским континентом была активной и продолжалась в структурах Пацифики. Северная, Чукотская (или Арктическая) континентальная окраина была пассивной. Начиная с позднего девона, фауна микроплиты Арктическая Аляска – Чукотка имеет виды, характерные для Лаврентии, что указывает на ее нахождение в составе или вблизи Лаврентии. Кроме того, на о. Врангеля, Чукотке и о. Котельный известны находки тепловодной микрофауны в известняках среднего карбона. Подобных видов нет в отложениях пассивной окраины Сибири.

В конце перми и начале триаса континентальная кора Сибири и Восточной Арктики подверглась деструкции о чем свидетельствует силлы и дайки основного состава. Локально встречаются туфы и базальты, имеющие геохимическое сходство с траппами Сибирской платформы [6]. Процессы растяжения были связаны с плюмовой тектоникой и распадом Пангеи.

Триасовые отложения накапливались на шельфе, континентальном склоне и подножье. Они содержат фауну бореальной провинции. Дистальные фации турбидитов Чукотского микроконтинента известны в Южно-Анюйском террейне. Распределение фаций и направление мутьевых потоков указывают на северный источник сноса. По возрасту обломочных цирконов таким источником могла быть Арктида, или Крокерленд.

Поздний мезозой (поздняя юра – ранний мел). С волжского времени начинается новый этап в тектонической эволюции Прото-Арктического океана. Прекратился спрединг и вулканизм в энсиматических дугах. Океан стал закрываться и превратился в синколлизионный Южно-Анюйский океанический бассейн, заполнявшийся терригенными осадками. Вдоль северной чукотской окраины накапливались турбидиты. С отмиранием энсиматичесих дуг субдукция сосредоточилась вдоль южной границы (Олойский вулканический пояс).

Этот этап завершился коллизией Чукотского микроконтинента с активной окраиной Сибири. Установлены три этапа коллизионных деформаций: (1) покровы и складки северной вергентности; (2) ретронадвиги и складки южной вергентности и (3) поздние правосторонние сдвиги. Аккреция и коллизия сопровождались внедрением гранитоидных интрузий, свидетельствующих о формировании нового гранитно-метаморфического слоя, спаявшего Сибирский, Омолонский, ААЧ и другие континентальные блоки.

Ранний – поздний мел. С конца раннего мела (апт-альб) прекращается морская седиментация и начинается постколлизионный, континентальный этап. Для этого этапа характерны структуры растяжения, коллапс коллизионного орогена, образование гранитно-метаморфических куполов и наложенных впадин с континентальными вулканогенно-осадочными отложениями. В позднем альбе вдоль новообразованного края кон-

тинента Охотско-Чукотский вулканический пояс, представлявший собой окраину андийского типа.

Литература

1. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Статья 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 102-115.

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Книга 2. 334 с.

3. *Тучкова М.И*. Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России) // Тр. ГИН РАН. Вып. 600. LAP, 2011. 334 с.

4. Bering Strait Geologic Field Party. Koolen metamorphic complex, northeastern Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. V. 16. P. 713–729.

5. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.V., Lopatin B.G. Geology of Wrangel Island, Between Chukchi and East Siberian Seas, Northeastern Russia // Geological Survey of Canada, Ottawa, Bulletins. 1993. 461 p.

6. *Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D.* Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): Links to the Siberian LIP // Journal of Asian Earth Sci. 2011. V. 40. C. 737–745.

7. Natal'in B., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of the northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic region // Tectonics. 1999. V. 18. № 6. P. 977-1004.

С.Ю. Соколов¹

Деформации осадочного чехла экваториальной Атлантики и их сопоставление с потенциальными полями

Данные непрерывного сейсмического профилирования (НСП), собранные Геологическим институтом РАН в экваториальном сегменте Атлантики с помощью сейсмоакустического комплекса собственной разра-

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

ботки (разработчики - Ефимов В.Н., Побержин В.М.) образуют региональную сеть профилей, охватывающих не только срединно-атлантический хребет (САХ) и его фланги, но и прилегающие котловины с подходами к границе экономических зон стран окружающих континентов. Среди собранных данных имеются геотраверсы, на которых прослеживается осадочный чехол от минимальных значений на флангах САХ до 1-1.3 км в котловинах на пределе глубинности метода НСП. Собранный материал показывает наличие деформаций осадочного чехла (см. рис.) и акустическое осветление нижней части разреза, прилегающей к акустическому фундаменту. Если деформационное происхождение нарушенного волнового поля осадков часто ставится под сомнение - встречной версией как правило является облекание шероховатых структур базальтового фундамента, то происхождение акустического осветления низов осадочного чехла практически без других версий объясняется появлением флюидов из пород акустического фундамента. Генезис же самих флюидов является отдельной темой для дискуссий.

Волновое поле деформированных осадков везде наблюдается на выступах акустического фундамента, расположенных гипсометрически выше дна котловин на 300-500 м. При этом аналогичные шероховатости базальтового фундамента ниже этого уровня заполнены осадками без образования наклонных рефлекторов. Сформированы так называемые осадочные карманы, в которых осадки субгоризонтально заполняют неровности фундамента, а слабый наклон рефлекторов возникает лишь при налегании на фундамент. Вероятнее всего это связано с дифференциальной компакцией осадочного материала. Неясно, по каким причинам на поднятых на 300-500 м выступах фундамента, к тому же не поднимающихся выше уровня карбонатной компенсации, этот вид осадочного заполнения должен сменяться облеканием. В связи с этим автор придерживается деформационной точки зрения на наблюдаемое волновое поле с наклонными рефлекторами.

Рельеф показан на рисунке по мелкомасштабной 1-минутной матрице GEBCO для общего структурного фона при наличии пропусков в сейсмической записи. Далее (снизу вверх) следует график намагниченности, рассчитанный по данным аномального магнитного поля (АМП) EMAG2 (верхний график) с использованием данных по рельефу и мощности осадочного чехла как суммарного расстояния до источника поля. Области проявления деформаций и акустического осветления низов разреза представлены заметными аномалиями намагниченности, большими по амплитуде, чем аномалии в районе САХ. Поскольку по мере остывания литосферы на флангах условия для серпентинизации мантийных ультраосновных пород улучшаются, то формирование магнитоак-



начальник рейса - Разницин Ю.Н.). Графики потенциальных полей (снизу вверх): рельеф (метры), намагниченность Рис. Разрез НСП от передовых частей Барбадосской акреционной призмы (13°7' с.ш., 55°53' з.д) до САХ (13°51' с.ш., 44°48' з.д) в абиссальной котловине Демерара. 9-й рейс НИС "Академик Николай Страхов" (ГИН РАН, 1989; фундамента (A/м), аномалии Буге (мГал), изостазия (мГал), аномальное магнитное поле (нТл). Общая длина геотраверса - 1230 км.

тивных прослоев при данном метаморфическом процессе активизируется, что приводит к появлению дополнительной компоненты АМП нарушающей систему аномалий, сформированную спрединговым процессом. Данный индикатор важен для интерпретации деформаций, поскольку серпентинизация сопровождается 20% уменьшением плотности породы и соответствующим увеличением объема. Поскольку единственный путь в пространстве для увеличивающейся в объеме массы пород лежит наверх, формируются деформации которые схожи с поперечным изгибом (или штамповой складчатостью). Серпентинизация также сопровождается выделением водорода, который реагируя с растворенным в воде СО2, формирует метан [1] в водонасыщенных осадках. Таким образом может быть объяснено появление флюида, осветляющего акустическую запись.

Другой особенностью данного процесса является снижение плотности пород, которое при достаточно большом объеме метаморфизованной массы, должно формировать минимумы поля аномалий Буге. На долготе ~52°30 з.д. фиксируется заметный минимум на 25 мГал меньше окружающего фонового значения в котловине ~350 мГал. Этот минимум сопровождается аналогичным характером поля изостазии, что говорит о нарушении изостатического равновесия в данной области. Соседние области с деформациями осадочного чехла подобных аномалий изостазии не содержат. Значит данный экстремум сформирован сравнительно недавно, локальные блок коры и верхней мантии продолжает подъем (отрицательная аномалия - недостаток масс), который в конечном итоге приведет к выравниванию поля изостазии и к появлению деформаций осадочного чехла. Аналогичная комбинация значений потенциальных полей наблюдается на геотраверсе в районе ~47°40 з.д., но поскольку там отсутствует значимый осадочный чехол, то установить что либо о деформации поверхности акустического фундамента затруднительно.

Литература

1. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Силантьев С.А., Борисов М.В., Соколов С.Ю., Буго А. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле. 1999. Ноябрь. Т. 1. № 6.

Вулканизм и нефтегазоносность (на примере бурения Тюменской и Саатлинской сверхглубоких скважин)

В познании связи вулканизма и нефтегазоносности большое значение приобретают сверхглубокие скважины (СГС) – скважины достигшие глубин более 7 км. В США наиболее сверхглубокой считается скважина Берта-Роджерс (9583 м). Бурение этой скважины в штате Оклахома было прекращено из-за того, что бур вошел в слой расплавленной серы с температурой 220 °С, которая поднялась по скважине на высоту 5316 м и уничтожила оборудование. В Германии сверхглубокой является скважина Oberpfalz (9901 м). В СССР была разработана программа бурения СГС, которая в 1970–1980 гг. реализовалась бурением Саатлинской и Тюменской СГС.

На земном шаре пробурено порядка 100 скважин превышающих глубину 7 км, и только 10 из них превысило глубину 10 км. Рекорд глубины проникновения в земную кору (12 км) принадлежит Кольской СГС.

То, что нефтегазоносность связана с грязевым вулканизмом, хорошо известно. Она определяется глубиной очага грязевого вулканизма [1, 2], формирование которого происходит на глубине 3–4 км за счет *иллитизации*, при которой из 1 м³ глины высвобождается 20 кг воды. В очаге разуплотнения образуются флюиды, в составе которых есть и углеводороды.

Тюменская СГС расположена в 56 км к северо-западу от поселка Уренгой (северная часть Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции, проектная глубина 8000 м). В тектоническом отношении она находится в пределах Пурской синеклизы, заложившейся над Уренгойско-Контогорским авлакогеном (рис. 1), который прослеживается через всю Западно-Сибирскую нефтегазоносную провинцию. Он выражен полосой магнитных аномалий интенсвностью 500–600 γ при ширине 70–100 км на севере и 8–10 км на юге. К этой же полосе приурочены и гравитационные аномалии.

Ниже глубины 6424 м вскрыта толща измененных базальтов, в которой с глубины 7250 м появляются вулканические туфы, а в интервале 7309–7325 м наблюдаются прослои тонкообломочных туфов и туфоаргиллитов. С этого интервала в разрезе стали появляться маломощные пластовые интрузии [3]. Впервые на глубинах 5–6 км выявлены зоны развития коллекторов, приуроченных к осадочно-эффузивной толще. Данные радиометрии указывают на наличие интервалов с повышенным

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия



Рис. 1. Геологический разрез Тюменской СГ: (Q-J) – осадочный комплекс; (T1–3) – вулканический комплекс; (PZ) – палеозойский фундамент [3]

водородосодержанием. В составе газов с глубиной доминируют метан, присутствует гелий. Впервые получен углеводородный газ с глубины более 6 км из базальтовых пород при пластовой температуре 180 °C. В связи с тем, что глубина газообразования является завершающим генерационным процессом для УВ, то именно она может определять распределение нефтегазоносности по всему разрезу.

Саатлинская СГС-1 расположена вблизи поселка Саатлы (Азербайджан, район слияния рек Куры и Аракса, проектная глубина – 8000 м). На первом этапе бурения (до 7500 м) предполагалось вскрыть разрез осадочных и вулканогенно-осадочных образований, имеющих по геофизичским данным на Саатлинском поднятии минимальные мощности (рис. 2). Скважина пересекла осадочный комплекс и вошла в средне- и нижне-юрские вулканогенные толщи. Данные бурения не совпали с геофизической моделью строения [4]. В разрезе сверху вниз отсутствуют отложения понта, меатиса, тортона, майкопа, эоцена, палеоцена, верхнего мела, готерива, валанжина и титона. Из третичного комплекса присутствуют постплиоцен (860 м), апшерон (1070 м), акчагыл (320 м) и сармат (50 м). Отложения понта трангрессивно перекрывают сармат, который в свою очередь трансгрессивно залегает на альбе.



Рис. 2. Геологический разрез Саатлинской СГ: (Q–J3) –осадочный комплекс; (J1–2) – вулканический комплекс; (PZ, AR–PR) – палеозойский и архейско-протерозойский фундамент [4]

С глубины 3529 до 8267 м скважина вскрыла вулканические толщи, которые относятся к средней и нижней юре. В интервалах 3529–3900 м в разрезе преобладают базальты в вулканокластических и излившихся фациях, 3900–5209 м они представлены пироксен-плагиоклазовыми базальтами, 5209–6100 м преобладают андезито-базальты, 6100–6800 м появляются спиллиты и силы долеритов, 6800–8000 м вулканиты представлены долеритами и их туфами. В целом в Саатлинской скважине преобладают вулканокластические фации. Вулканизм Саатлинской скважины формировался в условиях вулканических островов (островной дуги и желоба).

Для понимания связи вулканизма с нефтегазоносностью большую роль сыграли идеи П.Н. Кропоткина и Д.И. Менделеева. П.Н. Кропоткину принадлежит заслуга в создании *дегазационной* концепции, а Д.И. Менделееву в определении химии углеводородных флюидов. То, что нефтегазоносность связана с вулканизмом, подтверждается землетрясениями сопровождающими его. Эта связь представляется трехэлементной системой: очаг формирования – каналы связи с углеводородными залежами – сами залежи. Главная проблема состоит в определении физики очага формирования. А. Вол и А. Гилат физику очага землетрясения связывают со взрывом в гипоцентре [5]. Наши многолетние исследования в Черноморско-Каспийском регионе позволили развить эту идею, и мы пришли к вакуумно-взрывной модели [6, 2]. Что касается каналов, связывающих очаг формирования с залежами, то авторы их видят в *ли*стрических разломах.

Литература

1. Холодов В.Н. Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена интенсивного перераспределения химических элементов // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 6. С. 563–609.

2. Попков В.И., Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Грязевой вулканизм, сейсмичность и нефтегазоносность. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 6. С. 27–32.

3. Белоконь Т.В., Горбачев В.И., Певзнер Л.А. и др. Новый этап в изучении строения и инефтегазоносности глубоких горизонтов севера Западной Сибири. М., 1994. С. 32.

4. Надиров С.Г., Ахверциев Н.Т. Роль сверхглубоких скважин в изучении глубинного строения земной коры // Геология, разведка нефтяных и газовых месторождений Азербайджана и исследование Саатлинской СГ-1: Тез. докл. Баку, 1984. С. 3–10.

5. Вол А., Гилат А. Первичный водород и гелий как источник энергии землетрясений // Генезис углеводородных флюидов и месторождений: Сб. тр. М., 2006. С. 160–166.

6. Бондаренко Н.А., Соловьев В.А. Пограничные структуры платформ и их нефтегазоносность (на примере платформ Юга России). Краснодар: Просвещение-Юг, 2007. 112 с.

М.Л. Сомин¹

Миф о Главном Кавказском надвиге

Среди разрывных нарушений Большого Кавказа уже давно привлекает внимание разлом, проходящий непосредственно к югу от кристаллического ядра Главного хребта и отделяющий зону Главного хребта от зоны Южного склона, сложенной в основном отложениями мезозоя. Этот разлом в кавказской геологической литературе известен как Главный Кавказский надвиг, но правильнее его называть Главным Кавказским разломом (ГКР). Он справедливо рассматривается как южное тек-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия
тоническое ограничение Восточно-Европейской платформы, отделяющее ее от структур Тетис. Интерес к этому разлому резко возрос после статьи С.И. Дотдуева [2], в которой ГКР рассматривается как фронтальная часть огромного (до 200 км) пологого смещения, по которому зона Главного хребта надвинута к югу на зону Южного склона (или последняя пододвинута к северу под Главный хребет). Эта идея в последние годы была поддержана такими известными исследователями, как Г.И. Баранов, А.А. Белов, О.М. Розен, В.Е. Хаин. Я же сомневаюсь в обоснованности данной идеи. Скептическое или отрицательное отношение к ней высказали с разной степенью уверенности также Ш.А. Адамия, П.Д. Гамкрелидзе, В.И. Шевченко и Ю.Г. Леонов. Тем не менее представление о грандиозном надвиге прочно укоренилось в литературе по Кавказу. Цель данного сообщения – напомнить об аргументах против данной гипотезы. Начнем с самых простых, хотя может быть не столь принципиально важных из них.

1. Нигде на Большом Кавказе не наблюдается прямое перекрытие формаций Южного склона кристаллическими породами Главного хребта. Так называемый надвиг горы Штавлер, приводившийся в качестве примера такого перекрытия, оказался, по наблюдениям И.П. Гамкрелидзе [1], двумя вертикально стоящими чешуями кристаллических сланцев. Восточнее есть место, где предполагался поддвиг под кристаллиникум мезозойского флиша, но область контакта не обнажена, а поскольку ширина выходов флиша здесь резко сужена, более правдоподобно, что он здесь просто образует центриклиналь и когда-то, возможно, перекрывал кристаллиникум.

2. Плоскость разлома на протяжении свыше 800 км имеет преимущественно крутое до субвертикального положение с наклоном к северу, а местами (в Дагестане) даже к югу.

3. Существенно, что нигде здесь в зоне ГКР не обнаружены какиелибо экзотические породы типа голубых сланцев или серпентинитов.

4. С другой стороны, ГКР никак нельзя назвать амагматичным: с ним пространственно сопряжены крупные тела не тектонизированных коромантийных интрузивных пород: габброидов, щелочных габброидов, диоритов, гранодиоритов и др. Их калий-аргоновый возраст среднеюрский (170-165 млн лет), но здесь же А.Г. Гурбановым выявлены небольшие тела щелочных габбро с возрастом около 40 млн лет. Все эти тела интрудируют как кристаллическое основание, так и отложения верхнего палеозоя и лейаса с формированием ареала роговиков и часто залечивают ГКР. Лучшие примеры – гранодиориты массивов Ушба и Санчаро. Следовательно, возраст этих массивов определен вполне однозначно, а это означает, что заметные горизонтальные смещения по рассматривае-

мому разлому после средней юры были невозможны. За пределами зоны ГКР такие интрузивы известны только в ядре Сванетского антиклинория.

5. Другой важный факт, противоречащий предположению о масштабных горизонтальных смешениях по ГКР, состоит в четкой приуроченности к области, находящейся непосредственно к югу от этого разрыва, наиболее древней нижней части юрского чехла, где местами сохранились базальные слои, включающие обломки кристаллических пород нижележащего фундамента. Такая картина наблюдается на западном погружении Адайхохского выступа, в истоках р.Риони [1], Ингури, в ряде мест в горной Абхазии (истоки рек Санчаро, Лашипсе, Авадхара).

6. Интересно, что в Абхазии местами разлом проходит в пределах поля юрских отложений, однако структура последних остается одинаковой как к северу, так и к югу от разлома. Все это свидетельствует об отсутствии существенных горизонтальных смещений по этому разлому.

7. Изотопно- геохронологические данные также приходят в противоречие с представлениями о большом горизонтальном смещении по ГКР. Если бы такое смещение в альпийскую (неоген) эпоху, действительно, как предположил О.М. Розен [3], имело место, то в кристаллических породах фундамента произошло бы резкое омоложение K-Ar системы. В действительности же датировки аргонового возраста практически всех пород за пределами ареала третичных Эльджуртинских гранитов указывают на полное охлаждение фундамента уже в начале позднего палеозоя (до 280-300 млн лет, многие десятки определений, полученных в лабораториях ИГЕМА, Дагестанского филиала, в Тбилиси и др.).

8. Наконец, надо сказать несколько слов о геофизических материалах. Первоначально, по данным А.Г. Шемпелева, они как будто подтверждали идею большого надвига. Однако в последние годы тот же автор рисует на месте ГКР глубокую (до 80 км) субвертикальную зону, заполненую коро-мантийной смесью, что соответствует нашим представлениям о характере и ориентировке тектонических нарушений в этой части Большого Кавказа.

Таким образом, анализ всех имеющихся геологических и геофизических материалов приводит к выводу об отсутствии сколько-нибудь заметного надвигания по плоскости ГКР. Главный Кавказский разлом представляет собой крутой сквозькоровый магмаподводящий разрыв, отвечающий классическим представлениям о глубинных разломах. И дело не только в приуроченности к нему коро-мантийных интрузивных пород и очень большой, судя по петрологическим и геофизическим данным, глубине проникновения. Зона ГКР фактически разделяет два частью одновозрастных, но резко контрастных тектонических домена южный Сванетский и северный Северо-Кавказский [4].

Первый из них сложен непрерывной серией морских отложений от, по меньшей мере, нижнего девона до верхнего триаса. Это так называемая дизская серия Сванетии. Первый перерыв здесь выявлен нами под подошвой лейаса и поэтому данная серия названа нами с А.А. Беловым раннекиммерийской или индосинийской. В этой серии нет континентальных отложений, метаморфизм не глубже низов зеленосланцевой фации, собственные плутониты отсутствуют. В то же время Северо-Кавказсий домен - типичное варисцийское образование. Здесь представлены кристаллические сланцы и гнейсы с обоснованным среднепалеозойским возрастом протолитов и позднепалеозойским возрастом регионального метаморфизма как низкобарического, так и высокобарического типа, островодужные вулканиты, аллохтонные офиолиты. Выше лежат континентальные молассы среднего и позднего карбона, перми и триаса. Очень широко представлены гранитоиды как S, так и I-типа. Эти два домена почти соприкасаются вдоль линии ГКР, но что интересно, у этой линии мы не видим никаких признаков офиолитов, то есть это лучший пример безофиолитового шва в терминологии М.Г.Леонова. Данный шов, вероятно, возник по какой-то палеозойской зоне дробления, подобной тем, что мы видим чуть севернее, в так называемой Перевальной зоне Главного хребта, насыщенной разнообразными тектонитами.

Литература

1. Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси: Изд-во Мецниереба, 1968. 294 с.

2. Дотдуев С.И. О покровном строении. Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94-106.

3. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоенность земной коры. М.: Научный мир, 2001. 186 с.

4. Сомин М.Л. Альпийская деформация комплексов основания и тектонический стиль Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 111-138.

Перманентный (девон – ранний кайнозой) Сванетский прогиб Большого Кавказа: существовал ли он?

Уже не одно десятилетие в литературе по геологии Большого Кавказа обсуждается вопрос о том, чем была в истории этого региона осевая часть зоны его Южного склона, представленная Сванетским антиклинорием: областью непрерывного (с девона по эоцен) осадконакопления [1] или же здесь проявились тектонические события, сопровождавшиеся формированием структурных несогласий [2, 3].

Ответ на этот вопрос непрост в силу разных причин. Во-первых, ядро антиклинория сложено литологически довольно однообразными толщами дизской серии, главным образом терригенными, с небольшим количеством линз и тонких прослоев известняков и кремней; вулканогенные породы известны лишь локально. Надежные маркирующие горизонты отсутствуют. Во-вторых, находки фоссилий немногочисленны и разрозненны, что затрудняет определение ориентировки стратиграфического вектора.

В-третьих, структура серии очень сложна и, главное, выглядит существенно по-разному в разных по положению частях альпийского высокогорного рельефа, что обусловлено оползанием слоистых толщ на крутых склонах.

Выходы дизской серии почти повсеместно обрамлены отложениями лейаса. При беглом просмотре, не сопровождающемся специальными наблюдениями, может возникать иллюзия согласного перехода от пород серии к лейасу. По этой причине многие известные авторы пришли к выводу о «сквозном» развитии палеозойского прогиба от палеозоя до раннего кайнозоя. Однако в действительности разрез лейаса начинается с характерной базальной сванетской свиты, в составе которой присутствуют конгломераты с кварцевой галькой, светлые кварцитовидные песчаники, туфы альбитофирового состава, очень характерные слюдистые алевролиты со щепковидной отдельностью, следами ползания червей и слепками пелеципод. Таков характер сванетской свиты в наиболее доступном и хорошо обнаженном ее выходе – у северного контакта дизской серии по дороге на Местию. Здесь видно, что контакт является не надвигом свиты на серию, а малоамплитудным срывом на границе этих формаций. Чрезвычайно важным было обнаружение в сванетской свите в правом борту р.Лайлы выше хутора Квана линзы углистых пород с чет-

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

кими отпечатками находящимися in situ крупными вайями папоротников [2]. Иначе говоря, здесь, как и в более северных районах Большого Кавказа, в начале юры происходили поднятия и континентальное осадконакопление. Важно, что сванетская свита соприкасается с разными стратиграфическими уровнями дизской серии. Так, у северного контакта серии пелециподовые слои налегают на характерные слюдистые метапесчаники лайлинской свиты, возраст которой скорее всего пермский; юго-восточнее под вершиной Бакылд сванетская свита налегает на вулканиты утурской свиты (девон), а в левом борту р. Хумпрери – на отложения среднего карбона [3]. В истоках р. Ласкадура (приток р. Цхенисцкали) четко выражено угловое несогласие между сванетской свитой и каменноугольно-пермскими слоями дизской серии [2]. Однако наибольшее значение для определения соотношений дизской серии и юры имеют структурные наблюдения. На протяжении всего самого глубокого разреза вдоль р.Ингури все структурные злементы дизской серии (слоистость, осевые поверхности складок) наклонены к югу, т.е имеют северную вергентность [1, 2], тогда как вергентность в юрских отложениях отчетливо южная. При этом видно наложение одних структур на другие с формированием поздних крутошарнирных складок. На проявление предсинемюрского перерыва указывает и небольшой скачок в степени метаморфизма при переходе от лейаса к породам дизской серии, это отмечается и при изучении базальных конгломератов. Таким образом, в пределах Сванетского антиклинория несомненно проявилась предсинемюрская складчатость. Ей предшествовали значительные смещения в дизской серии, создавшие ее сложную структуру, разные части которой и были перекрыты базальным лейсом.

Однако выявленный перерыв не был единственным в истории Сванетского антиклинория. В его осевой части присутствуют многочисленные плутонические интрузивные тела габбро-гранитной серии – Кирар-Абакурские интрузивы. Их К-Аг возраст, неоднократно определявшийся по биотиту и роговой обманке, находится в интервале 170-165 млн лет, что отвечает байосу [4]. Такие плутониты не могли внедряться в прогибающийся бассейн, их возраст соответствует широко проявленной на Б.Кавказе «батской орогенической фазе», с которой связан эпизод сильного сокращения коры.

Литература

1. Adamia Sh., Alania V., Chabukiani A., Kutelia Z., Sadradze N. Great Caucasus, a long-lived North-Tethian back-arc basin // Turkish J. Earth Sci. 2011. V. 20. P. 611-628.

2. Белов А.А., Сомин М.Л. О преднижнеюрском несогласии в Сванетии (Центральный Кавказ) // Докл. АН СССР. 1964. Вып. 159. № 1. С. 81-84.

3. *Сомин М.Л.* Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971. 246 с.

4. Дудаури О.3. Петрология мезозойских интрузивных комплексов Грузии // Автореф. докт. дисс. Тбилиси, 2003. 77 с.

<u>А.А. Сорокин</u>, Ю.Н. Смирнова¹

Первые геохронологические свидетельства эдиакарских событий в истории формирования Мамынского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (результаты U-Pb исследований детритовых цирконов из палеозойских отложений)

Проблема наличия докембрийского фундамента в строении континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого пояса является одним из ключевых моментов в реконструкции этой главнейшей тектонической структуры Центральной и Восточной Азии.

Наименее исследованные в этом отношении являются континентальные массивы (террейны) восточной части пояса, наиболее крупными из которых являются Аргунский, Мамынский, Буреинский (Туранский), Малохинганский (Цзямусинский), Ханкайский [1, 2]. В "основании" этих террейнов обычно выделяются условно архейские метаморфические комплексы [1-3]. Однако в результате целенаправленных геохронологических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований показано, что формирование протолитов метаморфических пород этих комплексов произошло в позднем протерозое или раннем палеозое, а наложенные на них структурно-метаморфические преобразования связаны не с докембрийским, а с палеозойским и мезозойским этапами геологической истории [4-5]. Эти данные ставят под сомнение существующие представления о наличии раннедокембрийских комплексов в "основании" указанных выше террейнов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

¹ Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия

К следующему структурному звену в строении континентальных массивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в существующих схемах корреляции геологических комплексов [1, 3] относятся условно верхнепротерозойские преимущественно терригенные (с подчиненным значением вулканитов и мраморов) и кембрийские терригенно-карбонатные образования. Кроме того к этому же уровню условно отнесены габбро, диориты, кварцевые диориты, граниты, формирующие небольшие по площади массивы. Надежные определения возраста для этих магматических образований практически отсутствуют. Можно лишь отметить единичные датировки, полученные для гранитоидов чаловского комплекса Гожинского террейна, кивилийского комплекса Буреинского террейна, свидетельствующие об их фанерозойском, а не позднедокембрийском возрасте [4, 6].

Одним из путей реконструкции эпизодов коробразующих процессов в истории формирования континентальных структур является анализ возрастных популяций детритовых цирконов из разновозрастных осадочных комплексов. В данном сообщении представлены результаты U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований цирконов из условно верхнепротерозойских-нижнекембрийских и нижнекембрийских отложений Мамынского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (выполнены в корпорации "Apatite to Zircon, Inc" (Айдахо, США)).

Мамынский террейн в схемах структурного районирования обычно рассматривается в качестве составной части Аргунского супертеррейна. Геохронологическое обоснование выделяемых в его основании раннедокембрийских комплексов полностью отсутствует. Для некоторых массивов условно позднепротерозойских гранитоидов, а также трахириодацитов Косматинского вулканического поля в последние годы установлен их позднекембрийский (490-488 млн лет) возраст (неопубликованные данные А.Сорокина).

Являющиеся объектом исследований условно протерозойские [1, 3] или условно верхнепротерозойские-нижнекембрийские [7] и нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения развиты в центральной части Мамынского терейна в бассейне р. Мамын (правый приток р. Селемджа, бассейн р. Зея).

Условно протерозойские или условно верхнепротерозойские Пнижнекембрийские отложения (гарьская толща) представлены преимущественно кварц-серицитовыми сланцами, филлитизированными алевролитами и песчаниками, мраморизованными известняками [7]. Фаунистическое обоснование возраста пород отсутствует. Среди 120 проанализированных зерен детритовых цирконов, выделенных из мелкозернистого песчаника (обр. С-1203-3), обнаружены 80 зерен этого минерала, которые характеризуются конкордантными оценками возраста. За исключением одного зерна с возрастом ~ 1.8 млрд лет, все значения укладываются в один возрастной интервал 615-467 млн лет.

Нижнекембрийские отложения (косматинская толща) представлены известняками, алевролитами, известково-глинистыми сланцами. На основании находок позднеаттабанских археоциат возраст толщи принят [3] нижнекембрийским. Из 120 изученных зерен детритовых цирконов из алевролита косматинской толщи (обр. С-1198) конкордантные оценки возраста получены для 73 зерен. За исключением одного зерна с возрастом ~ 1.6 млрд лет, все значения укладываются в возрастной интервал 575-478 млн лет.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать несколько выводов. Во-первых, наиболее молодая популяция детритовых цирконов из исследованных отложений имеет ранне-среднеордовикский возраст. В этой связи эти отложения не могут быть ни верхнепротерозойскими, ни нижнекембрийскими, а являются более молодыми. Во-вторых, практически все цирконы в обоих образцах имеют почти идентичный позднедокембрийский – раннепалеозойский (615-467 млн лет) возраст. Это свидетельствует о широком проявлении в указанный период магматических процессов (в том числе и эдиакарских). В-третьих, в исследованных отложениях не выявлено цирконов с рифейскими возрастами. Это обстоятельство является весьма неожиданным, поскольку в верхнепротерозойских и палеозойских отложениях других континентальных масссивов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса рифейская популяция цирконов представлена достаточно четко (неопубликованные данные авторов, а также [8]).

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 13-05-00116 и 15-35-20062).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7-41.

3. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья. Комплект схем. - Хабаровск, Дальгеология, 1994.

4. Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сорокин А.А. и др. Возраст амурской серии Бурея-Цзямусникого супертеррейна Центрально-Азиатского

складчатого пояса): результаты Sm-Nd изотопных исследований // Доклады Академии наук. 2009. Т.428, № 5. С.637-640.

5. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований детритовых цирконов // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444, № 5. С. 519-522.

6. Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст гранитоидов кивилийского комплекса Буреинского террейна (восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440, № 3. С. 392-396.

7. Зубков В.Ф. Государственная геологическая карта. Лист. N-52-XXXIV. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.

8. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б. и др. Источники палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Доклады Академии наук. 2012. Т. 445, № 5. С. 577-581.

В.И. Степаненко¹

Позднепротерозойский магматизм северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы как плюм-события

Большинство изученных плюм-событий имеют длительность порядка нескольких миллионов лет. Однако существуют и долгоживущие плюмы. Допускается, что продолжительность магматической активности плюма может достигать 100-200 млн лет, но маловероятно чтобы более, хотя, строго говоря, максимальный срок – не ясен [4].

В геологической истории европейского Северо-Востока России достаточно обоснованными признаются два плюм-события, вызвавшим пермо-триасовый толеитовый магматизм, получивший развитие на территории Предуралья и позднедевонский (раннефранский) толеитовый магматизм, продукты которого широко распространены на п-ове Канин,

¹ Государственное бюджетное учреждение Республики Коми «Территориальный фонд информации по природным ресурсам и охране окружающей среды Республики Коми», отдел Комигеолфонд, Сыктывкар, Россия

Северном и Среднем Тимане, в северной части Южного Тимана, а также вскрыты скважинами в Печорской синеклизе.

В позднем протерозое в пределах пассивной окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) оформились две пространственно обособленные магматические провинции: Канино-Северотиманская и Средне-Южнотиманская, разделенные между собой амагматичным пространством (таблица). Расстояние между условными границами провинций составляет более 500 км.

Сценарии развития эндогенных процессов внутри этих провинций имеют общую направленность, хотя наличествуют и весьма существенные индивидуальные черты [2, 3].

Эндогенные процессы в обоих случаях она начинаются толеитовым магматизмом, продукты которого представлены, главным образом, дайками и силлами диабазов небольшой (обычно не более 2 м) мощности и весьма неравномерно распространенными. По-видимому, существовали и лавовые поля, уничтоженные эрозией. Общая экстенсивность процесса не велика. Некоторое ее увеличение фиксируется на Северном Тимане, где обнажены массивы габбро-диабазов площадью до 2 км², но обычно их площадь не превышает нескольких гектаров.

Более поздний региональный метаморфизм не имеет четко выраженной зональности. Фоновым для всего Канино-Тимано_Печорского региона является метаморфизм зеленосланцевой фации. В локальных полях субизометричной формы и различной площади происходят понижения степени метаморфизма до мета- и катагенеза, но и повышения до амфиболитовой фации.

В зонах амфиболитовой фации, которые имеются только внутри магматических провинций, получил развитие анатектический гранитный магматизм.

При этом вдоль северо-восточной границы платформы эндогенные процессы обеих провинций интерферируют с процессами в зоне субдукции.

Впоследствие, в магматических провинциях формировались многоочаговые магматические системы различных уровней магмогенерации (от мантийных до нижнекоровых), напоминающие по петрографическому составу магматические комплексы центрального типа [5]. Состав магматитов приобрел щелочную тенденцию. Их внедрение сопровождалось флюидными потоками, вызвавшими формирование сиенит-мигматитов, сиенит-пегматитов и нефелиновых сиенитов в массиве мыса Большого Румяничного на Северном Тимане; фенитизацию осадочнометаморфических пород и формирование метасоматических доломитанкеритовых карбонатитов и фенитов на Среднем Тимане. Завершающие магматические процессы байкальского цикла на п-ове Канин, Северном и Среднем Тимане щелочно-основные и щелочно-ультраосновные породы локализованы строго в зонах разломов северо-восточного простирания трансформным по отношению к зоне субдукции формировавшейся вдоль северо-восточной окраины ВЕП.

Изотопные датировки продуктов эндогенных процессов этого этапа развития КТПР укладываются в интервал от 1000 до 500 млн лет [1], т.е. общая длительность процессов в обеих провинциях составлял около 500 млн лет. Общая последовательность процессов выдержана, но имеются отличия и в их последовательности процессов и в составе продуктов. В частности, на Северном Тимане формирование сиенит-мигматитов и фенитов предшествует внедрению дайковой серии щелочных габброидов, а на Среднем Тимане щелочные пикриты внедряются раньше формирования фенитов и метасоматических карбонатитов.

Позднепротерозойско-раннепалеозойские (байкальские) магматические процессы Канино-Тимано-Печорского региона, проявленные в двух обособленных магматических провинциях, характеризуются не высокой интенсивностью, малыми объемами магматического материала, пестротой состава магматических продуктов, участием в процессах сконцентрированных и автономных потоков щелочных флюидов и сходством общей тенденций развития. При этом они не обнаруживают связи с глобальными структурами перестройки земной коры, т.е. с зонами субдукции и масштабного рифтообразования. Это позволяют полагать, что эндогенные процессы на территории современного Канино-Тимано-Печорского региона вызывались двумя автономными глубинными вещественно-энергетическими потоками, сохранявшим свое положение весьма длительное время (около 500 млн лет) и давшим начала вышеуказанным магматическим провинциям. Иначе говорят, то, что это были плюмсобытия, представляется весьма вероятным.

Однако это предположение вызывает сомнение по причине аномальной длительности существования плюмов. Поэтому предполагается, что скорость смещения литосферы в этот период и в этом месте была не настолько велика, чтобы порвалась связь между «головой» и «хвостом» плюма.

Литература

1. *Андреичев В.Л.* Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопногеохронологическим данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 2010. 46 с. 2. Белякова Л.Т., Степаненко В.И. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 106-117.

3. Костюхин М.Н., Степаненко В.И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. Л.: Наука, 1987. 232 с.

4. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

5. Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 242 с.

<u>В.Т. Съедин</u>, Ю.И. Мельниченко¹

Окраинные моря северо-западной части Тихого океана: особенности строения и эволюции

Окраинные моря (ОМ) – одна из основных типоморфных структур Земли. Наряду с островными дугами и глубоководными желобами они формируют зону перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Окраинные моря являются главным элементом Западно-Тихоокеанской зоны перехода. Вопрос происхождения ОМ до сих пор не решен однозначно. Выяснение особенности происхождения и эволюции ОМ позволяет выявить закономерности и направленность развития всей зоны перехода.

Окраинные моря давно привлекают внимание геологов - как с практической, так и теоретической точки зрения (Пущаровский, 1972; Богданов, 1988; Левин, 1979; Мазарович, 2006; Филатьев, 2005; Фролова и др., 1989; Шараськин, 1992; Karig, 1972; 1975 и др.). Исследователи давно обратили внимание, что ОМ западной части Тихого океана, несмотря на принадлежность к одному типу геоструктур, значительно отличаются друг от друга. Большинство геологов, в той или иной мере касаясь ОМ, делало акцент на происхождение их впадин (или природу их глубоководных котловин), базируясь главным образом на геофизические материалы и на свои (авторские) представления на общую закономерность образования окраинных морей и эволюцию зоны перехода. Особенности геологического строения различных морфоструктур и закономерности

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия.

рельефа ОМ часто даже не рассматривались, или же им отводилась второстепенная роль.

В настоящее время накопилось довольно много материалов по особенностям рельефа (в том числе и альтиметрические данные) и различным аспектам геолого-геофизического строения основных морфоструктур ОМ. Сейчас очевидно, что ОМ, несмотря на принадлежность к единому тектонотипу, довольно значительно (а некоторые резко) отличаются друг от друга. При этом, каждое море имеет ту или иную степень близости (или отличия) с аналогичными структурами, но в тоже время, характеризуется своими индивидуальными особенностями. Иными словами, назрела необходимость провести типизацию (классификацию) впадин окраинных морей и выделить среди них группы или типы. Впервые попытка типизации ОМ предпринята группой авторов на основании изучения особенностей рельефа их впадин [1]. Этими авторами выделено 3 типа окраинных морей: 1 – Охотоморский; 2 – Япономорский; 3 – Беринговоморский. На наш взгляд, главное внимание при типизации ОМ необходимо уделять особенностям геологического строения различных морфоструктур ОМ и в первую очередь – магматизму (вулканизму) – признанному индикатору геодинамических процессов.

Мы полагаем, что при типизации (классификации) ОМ необходимо рассматривать комплекс признаков: размеры, географическое положение и особенности рельефа моря, а также основные черты геолого-геофизического строения его главных морфоструктур, их происхождение и эволюцию. Такой комплексный подход кажется более надежным и доказательным, нежели чем использования какого-либо одного признака. Согласно высказанным представлениям выделяется 4 типа окраинных морей северо-западной части Тихого океана: 1 – Охотоморский (Охотское море, Желтое и Восточно-Китайское море); 2 – Япономорский (Японское и Южно-Китайское моря); 3 – Филиппиноморский (Филиппинское море); 4 – Беренговоморский (Беренгово море).

Каждый из выделенных типов морей существенно отличается от других особенностями рельефа, геолого-геофизического строения его основных структур, а также их происхождением и эволюцией. Предлагаемая типизация ОМ представляется нам вполне обоснованной, поскольку отражает специфику образования каждого моря с учетом существующих региональных геологических особенностей, хотя формирование впадин окраинных морей северо-западной части Тихого океана подчинено единым геодинамическим событиям.

Литература

1. Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И., Сигова К.И. Эволюционные ряды окраинных морей Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Геофизика и тектоника переходной зоны Западно-Тихоокеанского типа. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 36–44.

М.Т. Таджибеков¹, Ф.А. Малахов¹

Новейшие внутригорные впадины Юго-Востока Афганистана, сформированные на киммерийском складчатом основании

Новейший этап развития региона в свете полученных данных состоит из двух неравнозначных по продолжительности и особенностям геотектонического режима промежутков времени, где унаследованные структуры вытесняются новообразованными. Первый из них не имеет точно установленной нижней границы. В пределах горных областей Центральной Азии начало новейшего этапа относят к позднему олигоцену. Вторая часть новейшего этапа характеризуется четко выраженной нижней границей, совпадающей в большинстве районов Центральной Азии с концом раннечетвертичной эпохи. Развитие структур в указанное время на территории Юго-Востока Афганистана совершалось унаследовано, в тесной связи с предшествующим тектоническим планом. В этот этап происходило интенсивное образование как стратиформенных, так и жильных образований месторождений целестина, мраморного оникса, плавикового шпата, полиметаллов, меди, а также ртутно-сурьмяного и ртутного оруденения.

Внутригорные впадины в сопредельной с Памиром территории Юго-Востока Афганистана осложняют блоково-сводовое Центрально-Афганское поднятие. К ним относятся, в частности, Уругзанская, Дарафшинская, Верхнелогарская (на северо-западе поднятия), Малистанская, Сабзакская (в центре), Хакеранская, Ангурийская и др. (на юго-востоке) [1, 2 и др.]. Среди них важное значение имеют Сабзакская, Гордесская, Кундалянская, Даштинаварская, Кабульская и Джалолабадская впадины, наиболее информативно отражающие особенности строения и формирования новейших структур региона.

¹ Таджикский национальный университет, Душанбе, Таджикистан.

Сабзакская впадина вытянута в северо-восточном направлении в верхнем течении р.Аргандаб, к юго-западу от Даштинавара. Длина впадины 10 км, максимальная ее ширина 4 км. Абсолютная высота впадины 2250 м. Впадина выполнена неогеновыми конгломератами мощностью 600 м, в меньшей мере нижнечетвертичными вулканитами андезитового состава (до 150 м) и конгломератами, песчаниками и песчано-гравийными среднечетвертичными (до 14 м) отложениями. Неогеновые отложения с угловым несогласием залегают на докембрийском фундаменте и в свою очередь с размывом перекрываются нижнечетвертичными вулканитами. Поднятие впадины за четвертичный период оценивается в 350 м. Впадина представляет в новейшей структуре односторонний грабен, ограниченный с северо-запада разломом типа сброса. В рельефе разлом образует уступ, вдоль него отмечаются проявления нижнечетвертичного вулканизма и палеосейсмодислокации.

Гордесская впадина располагается вдоль северо-западного Сулеймановского поднятия, выполнена неоген-четвертичными образованиями. Длина впадины более 150 км, при ширине 10-15 км. С запада она ограничена сбросом. Мощность неоген-четвертичных отложений около 1000 м. Восточнее указанной впадины находятся Вазаквахская, Ургунская и Хостинская впадины. Все они в структурном отношении представлены односторонними грабенами. В новейшей структуре Афганистана, наряду с продольными, обособляются поперечные впадины, выполненные маломощными осадками. Они являются наложенными по отношению к межгорным и внутригорным впадинам и ориентированы в субмеридиальном и субширотном направлениях. Ограниченные активными в четвертичную эпоху разломами они близки по возрасту и времени излияния вулканитов.

Кундалянская впадина находится в среднем течении р. Аргандаб, к западу от г. Калата. Очертания впадины в современном рельефе можно восстановить по отдельным фрагментам среднечетвертичных отложений, развитым на водоразделах правых и левых склонов р. Аргандаб в районе сел. Кундалян. Большая часть среднечетвертичных отложений была размыта в позднечетвертичную и современную эпохи. Величина эрозионного вреза от поверхности впадины достигает 250 м за указанное время. Предположительно длина впадины составляет 20 км, ширина около 7 км. Впадина выполнена озерно-речными, условно среднечетвертичными гравийно-галечниками, конгломератами с галькой нижнечетвертичных дацитов и андезитов. Они с угловым несогласием залегают на донеогеновых образованиях. Мощность четвертичных отложений достигает 50–75 м. Впадина ограничена со всех сторон активизированными разломами (Лудинским, Курганским, Мазанским, Северо-Кундальянским). При этом горстовые поднятия не покрывались чехлом среднечетвертичных накоплений. Северо-Кундалянский разлом ограничивает впадину с севера, а Мазанский с юга. К зонам разломов приурочены выходы минеральных источников, а также следы палеосейсмодислокаций в виде зияющих трещин до 0,5 м шириной и более 20 м протяженностью.

Даштинаварский грабен вытянут в субмеридиальном направлении на 120 км, его ширина – 20–35 км. В пределах Аргандабского поднятия впадина (грабен) выполнена вулканогенными и аллювиально-озерными отложениями, ограниченными разломами. Вдоль разломов развиты многочисленные выходы нижнечетвертичных вулканических пород-лав и туфов. Грабен погружается на юг и переходит по простиранию в Абиистодинскую впадину, простирающуюся в субмеридиональном направлении на 25 км. Впадина ограничена с четырех сторон разломами. По геофизическим исследованиям и данным бурения мощность рыхлых отложений – 450 м. Иногда Абиистадинскую впадину объединяют с Наварской под названием Абиистада-Наварская. В целом она представляет грабеновую структуру, вытянутую в субмеридиальном направлении. Протяженность ее 180 км, ширина – 10–30 км. Структура Абиистода-Наварской впадины состоит из двух грабенов – Наварского и Абиистадинского, разделенных Мукурским горстом.

Кабульская впадина отделяет Нуристанское поднятие с юго-запада от Центрально-Афганского и Сулейманского. Кабульская впадина представляет грабен, вытянутый в субширотном направлении на расстояние – 50 км, при ширине – от 6 до 11 км. Впадина обрамлена со всех сторон хребтами с абсолютными отметками от 3055 до 4700 м. Наименьшая отметка дна впадины составляет 1800 м. Склоны хребтов крутые и осложнены сбросами, они имеют блоковое строение. Кабульская впадина заложена на метаморфических образованиях архейского и раннепротерозойского возраста мощностью 5000–6000 м, которые перекрываются несогласно каменноугольно-юрскими известняками (2500–3000 м) и вулканитами основного состава раннемелового (1200 м) возраста. Фундамент впадины разделен на три блока: Предпагманский, собственно Кабульский и Предхингильский. Мощность неоген-четвертичных осадков по данным бурения и геофизическим исследованиям [2] в Предпагманском грабене предположительно – 400 м, в Кабульском – 500 м и в Предхингальском – 950 м. Неогеновые отложения сложены мощными грубообломочными накоплениями мощностью 1500 м. Залегают они с резким угловым несогласием на более древних породах. Неогеновые отложения осадочного чехла Кабульской впадины объединяются, согласно предложению Г.Меннесье [3], в серию латабанд. Отложения серии несогласно перекрывают более древние образования, выполняя неровности

донеогенового рельефа. По составу, характеру разреза и условиям залегания молассовые образования неогена расчленяются на две толщи. В основании первой толщи залегают базальные конгломераты, мощностью 16 м. Выше идут голубовато-серые, зеленовато-серые, реже бурые тонкослоистые слабо карбонатизированные аргиллиты, аргиллитоподобные глины и мергели с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов (5 м), а также песчаников голубовато-серого цвета. Мощность толщи - 270 м. В прослоях глин и мергелей содержатся остатки раковин гастропод, скелеты рыб и отпечатки растений, которые, по мнению Г.Меннесье [3], характерны для миоцена. В основании верхней толщи залегают буровато-желтые глины мощностью до 30 м. Остальная часть разреза представлена переслаиванием песчаников, глин, гравелитов и конгломератов. Мощность прослоев – 10–15 м. Толща в целом имеет желто-бурый цвет и резко отличается от нижней пепельно-серым цветом с голубова-тым оттенком. Общая мощность серии латабанд – 800 м. В Кабульской впадине четвертичные отложения имеют ограниченное распространение. Они представлены маломощными галечниками террас в долинах р. Панчшер, Кабул и Логар, пролювиальными конусами выносов и скло-новыми накоплениями. Мощность четвертичных осадков не превышает 20 м [2]. Суммарная амплитуда поднятия в Пагманском блоке достигает 3800 м, в Кабульском – 3700 м и в Предхингольском – 3650 м. Она увеличивается с востока на запад.

Джалолабадская впадина располагается между хр. Сафедкох (4750 м) и левобережными хребтами долины р. Кабул высотой 3–4 км. Длина впадины – 120 км, ширина до 40 км. Впадина выполнена четвертичными отложениями мощностью 100 м. Осадки собраны в пологие брахискладки субширтного простирания, осложненные по бортам впадины крупными сбросами. Фундамент Джалолабадской впадины сложен двумя комплексами: ордовикско-каменноугольным и пермско-юрским. Первый комплекс сложен (2500 м) терригенной толщей с прослоями карбонатных пород, а второй – карбонатными (2000 м) породами. Заложение и развитие впадин Юго-Востока Афганистана в первую стадию совершалось в условиях растяжения. В эту стадию формировались в основном грабен-синклинальные структуры: двусторонние – во внутренних районах горных областей и односторонние – в краевых частях орогенов. Во вторую стадию растяжение сменилось сжатием. Морфоструктура впадин преобразовалась при этом в более сложные дислокации – рамповые и блоковые образования.

Таким образом, характерной чертой внутригорных впадин Юго-Востока Афганистана является наличие в них излияния вулканогенных пород, а формирование структур происходило в условиях растяжения.

Этим они существенно отличаются от аналогичных впадин Южного Тянь-Шаня и Памира.

Литература

1. Славин В.И., Демин А.Н. Орогенный (неотектонический) этап развития территории Афганистана // Изв. высш. учебн. зав., геол. и разведка.1972. №2. С. 60-73.

2. Деникаев Ш.Ш. и др. Схема тектонического районирования Афганистана // Доклады АН Тадж. ССР. 1975. Т. 18, № 2. С. 42-46.

3. *Меннесье* Г. Геологические наблюдения в горах Кабула (Афганистан) // Сов. геол. 1963. №7. С. 18-22.

Т.Ю. Тверитинова¹

Зоны концентрации напряжений и деформаций Европейской части России и прилегающих территорий (в связи со строительством автомобильных дорог)

Геологической среде свойственна делимость, она состоит в различных масштабах из отдельных структурных элементов – плит, блоков, кусков, зерен и т.д., разделенных разломами, трещинами, контактами, зонами повышенной дислоцированности. Проблематике делимости геологической среды посвящены многочисленные исследования. В общем случае признается существование относительно цельных геологических объемов со стабильными параметрами и разделяющих эти объемы нестабильных зон концентрации напряжений и деформаций (ЗКНД). Система делимости геологической среды фрактальна, то есть многомасштабна, а также динамически подвижна. Современная динамика геологической среды отражается в характеристиках земной поверхности.

Наиболее просто структурному анализу поддаются крутопадающие ЗКНД. На материалах дистанционного зондирования они дешифрируются линеаментами и линеаментными зонами, им соответствуют структурно-эрозионные системы и градиентные зоны рельефа (обрывы, ступени), характерные рисунки гидросети, закономерное распределение

¹ Геологический ф-т Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия.

проявлений эндогенных и экзогенных процессов (цепочки карстовых воронок, гидрогеохимические аномалии, геохимические и геофизические градиенты). По современной активности выделяются древние спокойные зоны и активные структуры – разломы, зоны повышенной сейсмичности, геотермического потенциала, активного проявления современных экзогенных процессов.

Наиболее простым выражением ЗКНД в приповерхностной зоне литосферы является повсеместно распространенная гидрографическая сеть. В основе структурно-эрозионных систем всегда лежит структурная неоднородность геологической среды, и в первую очередь, делимость породных массивов и более крупных геологических тел. Различный характер развития структурно-эрозионных систем в разных структурных зонах отражает разную плотность ЗКНД и разную величину относительно стабильных блоков. Это определяется структурой геологических объектов, их составом, особенностями геологического развития, наличием структур первичной или тектонической расслоенности. Существенное влияние на распределение и проявление ЗКНД оказывают особенности распределения рыхлого четвертичного покрова. На проявление ЗКНД в ландшафте существенно влияют также климатические факторы, подчеркивая или нивелируя выраженные вблизи поверхности эндогенные структурные неоднородности.

Наличие ЗКНД в виде различных структурных элементов (дизъюнктивов различного типа, линейных аномалий и градиентных зон поля силы тяжести или магнитного поля, элементов кольцевых и дуговых структур, дешифрирующихся на космо- и аэрофотоснимках) видны практически на картах любого геолого-геохимического или геофизического содержания. Системная организация ЗКНД является надежным признаком их структурной обусловленности. Наличие ЗКНД определяет не только особенности формирования структурно-эрозионных систем, но и не выходящих на поверхность линейных неоднородностей, вдоль которых развиты цепочки аномальных по состоянию среды участков и зон, выявляемые путем линеаментного анализа.

ЗКНД в каждом регионе образуют закономерную сеть линейных структур определенных ориентировок, подчиняющихся ориентировкам геологических и тектонических структур. Структурные направления, выраженные в ЗКНД, отражают геометрические особенности существующих структур фундамента и чехла платформ, внутриплатформенных и обрамляющих платформы складчатых систем, а также новообразованных структур, сформировавшихся в условиях современных полей напряжений.

Главнейшими неоднородностями литосферы Европейской части России, занимающей большую часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), являются системы нарушающих фундамент древних палеорифтовых зон – авлакогенов, многие из которых отражены в структуре осадочного чехла в виде валов, надразломных складок, систем сбросовых и взбросовых разломов. В обрамлении платформ роль основных структурных неоднородностей переходит непосредственно к складчатым комплексам.

Анализ геологических, геоморфологических, топографических и других материалов по ВЕП показывает, что геологические структуры разной глубины заложения (структурные неоднородности фундамента и чехла) практически всегда находят отражение в рельефе. Всем зонам концентрации деформаций фундамента и отраженным дислокациям чехла соответствуют главные неоднородности рельефа – структурноэрозионные системы и градиентные зоны. Степень соответствия глубинных структур поверхностным не всегда однозначна. При этом имеет значение современная активность глубинных структур, мощность перекрывающего фундамент осадочного чехла, его свойства в зависимости от литологического состава, характер четвертичного покрова, активность современных движений.

Структурный рисунок речной сети Европейской части России позволяет выделить четыре основные группы структурно-эрозионных систем, соответствующих ЗКНД различных простираний: широтного, меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания.

В широтной группе выделяются ЗКНД: Финско-Соликамская, протягивающаяся от Финского залива на широтно ориентированные участки долин Сухоны, Камы, Вишеры (широта 60°); Калининградско-Нижнекамская, протягивающаяся от устья Немана на pp. Москва, Клязьма (к этой же зоне тяготеет и расположенная южнее долина Оки), широтный участок Волги, нижнее течение Камы (широта около 55°); Курско-Оренбургская, начинающаяся от верховьев Припяти и трассирующаяся на нижнее течение Десны и ее притока Сейма, затем на характерные изгибы долин Хопер, Медведица, Волга и на широтный участок долины р. Урал (широта около 52°); Северо-Черноморско-Азовско-Каспийская, трассирующаяся вдоль северных побережий Черного и Азовского морей, затем на устье Дона и далее на северное побережье Каспийского моря; Керченско-Таманско-Предкавказская, выраженная в рельефе Керченского и Таманского полуостровов системой широтных гряд и понижений между ними с продолжением в Предкавказье на долины рек Кубань и Кума и в Закаспий на Бузачинскую низменность.

Наиболее протяженными и выразительными меридиональными структурно-эрозионными системами, соответствующими ЗКНД, в Европейской части России являются Крымско-Беломорская на западе, Канино-Транскавказская в центре и Приуральская на востоке территории.

В группе структурно-эрозионных систем северо-восточного простирания выделены: Северо-Западная (трассируется по акваториям Ладожского, Онежского и др. озер и выходит на юго-восточное побережье Печорского моря), Центральная-СВ (трассируется вдоль верховьев Волги, долинам Сухоны и Вычегды); Волго-Камская (вдоль большей части долины Волги и Камы).

В группе структурно-эрозионных систем северо-западной ориентировки также можно наметить три основные наиболее протяженные зоны: Днепровско-Восточно-Черноморская; Балтийско-Московско-Нижневолжская; Притиманская.

Проблема анализа распределения ЗКНД особенно актуальна в связи со строительством инженерных сооружений, в частности, автомобильных дорог. В связи с наличием в геологической среде выраженных в рельефе и влияющих на все экзогенные процессы различно ориентированных ЗКНД, анализ состояния автомобильных дорог нельзя проводить без анализа структурно-геологических условий. Автодороги проходят как по относительно спокойным блокам, так и пересекают ЗКНД или следуют вдоль них. В долинах рек располагаются населенные пункты и находятся самые сложные дорожные сооружения – разного рода переправы и мосты. Наряду с фактором наличия ЗКНД в виде выявленных по анализу гидросети структурно-эрозионных систем, необходимо учитывать весь комплекс экзодинамических процессов, способных оказывать влияние на состояние поверхности рельефа. Активность ЗКНД относительно ослаблена в пределах древних платформ и возрастает по направлению к неотектонически активным орогенам. Наиболее проблемные места автомобильных дорог – переправы через большие реки. Участки пересечения автодорог ЗКНД представляют собой в той или иной мере опасные объекты, так как являются зонами потенциальной повышенной активности экзодинамических процессов.

Для оценки состояния имеющихся автомобильных дорог, а также при проектировании новых необходимо знать состояние ландшафта, морфоструктурные особенности рельефа и тенденции его развития, что внешне выражается в проявлении различных экзогенных, в том числе опасных процессов, а определяются в первую очередь структурно-геологическими условиями территорий и их геодинамической активностью. Именно геологическая основа (литология и структура) и ее современное геодинамическое состояние (новейшая и современная активность) выступают в качестве главных факторов рельефообразования. Проявление экзогенных процессов является вторичным. Поднятия или опускания территорий, обусловленные процессами внутренней динамики литосферы, определяют развитие эрозионных или аккумулятивных процессов. Литологические свойства субстрата предопределяют степень устойчивости пород. ЗКНД служат путями миграции глубинных флюидов, а также обусловливают избирательный характер развития экзогенных процессов разного типа (в основном приуроченность эрозионных систем к зонам повышенной дислоцированности, при этом формируются закономерно ориентированные структурно-эрозионные системы, отражающие особенности структуры геологической среды).

Масштаб влияющих на состояние автодорог экзогенных процессов различен. Зонами проявления опасных экзогенных процессов являются ЗКНД. Экзогенные процессы проявляются повсеместно, но более активно там, где более проявлена эндогенная активность. И не только в виде землетрясений, формирования активных разломов, проявления процессов вулканизма или грязевого вулканизма, но в постоянной современной, незаметной на первый взгляд, активности недр в ЗКНД. Эти не всегда «видимые» зоны можно выявить заранее, используя различные методы структурно-морфометрического, структурно-геологического, структурно-геодинамического анализа территорий в разных масштабах при учете всех геологических факторов (литологический состав, характер осадочного разреза, особенности структур и т.д.).

Дорифейский Тараташский блок Южного Урала: строение и история формирования

Тараташский блок, расположенный на западном склоне Южного Урала севернее г. Златоуст, представляет собой "выступ" кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Он сложен метаморфитами тараташской серии, которая представлена двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, гиперстеновыми плагиогнейсами (эндербитами) с телами метаультрамафитов, а также мигматитами, биотитовыми парагнейсами с гранатом, силлиманитом, кордиеритом и графитом, среди которых встречаются прослои кварцитов, графитистых кварцитов и магнетитовых кварцитов. Породы мигматизированы и метаморфизованы в гранулитовой фации [2]. Кроме того, со стратифицированными образованиями тараташской серии ассоциированы разнообразные метаплутонические породы.

Тараташская серия были выделена М.И. Гаранем в 1939 г. под названием тараташская свита, а затем переименована в тараташский гнейсовый комплекс [1]. При поведении геологосъемочных работ В.И. Петров [3] разделил тараташский комплекс на четыре свиты: куватальскую, шигирскую, радашную и тагаякскую. Впоследствии выяснилось, что шигирская "свита" представлена почти исключительно метаплутонитами, а, следовательно, не может считаться стратифицированным образованием. Вместе с тем, из-за отсутствия полных разрезов выделенных стратонов, их следует именовать "толщами" с собственными именами. Кроме того, В.И. Петров совершенно справедливо предложил отказаться от термина "тараташский комплекс" в стратиграфическом понимании и переименовать этот стратон в "тараташскую серию", что отвечает ее содержанию.

Возраст тараташской серии считается позднеархейским, а возраст гранулитового метаморфизма – раннепротерозойским – 2, 3 млрд лет ([4] и ссылки в этой работе). Раннеархейские датировки гнейсов, скорее всего, относятся к детритовым цирконам размываемых раннеархейских пород. Возраст мигматизации и диафтореза амфиболитовой фации составляет по разным оценкам 2,04–2,03 млрд лет [5, 6, 7].

На западе Тараташский блок со структурным несогласием перекрыт айской свитой бурзянской серии нижнего рифея, а на востоке его граница проходит по широким зонам милонитов бельдишского комплекса,

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова

рассмотренного ниже, которые отделяют его, главным образом, от метаморфитов среднего рифея. Более узкие зоны милонитов распространены и в пределах самого Тараташского блока.

Тараташский блок имеет сложную складчатую структуру, обусловленную широким распространением разномасштабных реидных складок, вязких и хрупких разрывов, будинажа и зон милонитов. В первом приближении по Тагаякско-Тахтинской меридиональной зоне милонитов его можно разделить на две части: юго-западную и северовосточную, которые в целом имеют сходное антиклинальное строение. Структура юго-западной части определяется Тураташской антиклиналью размером 10×4 км, а северо-восточной – Куватальско-Лысогорской антиклиналью размером 12×5 км субширотного простирания. В ядрах складок выходит куватальская толща, а на крыльях – радашная и тагаякская. Повсеместно между куватальской и радашной толщами располагаются метаплутониты шигирского комплекса, слагающие крупное силлообразное тело. Оси складок смещены относительно друг друга на 8 км, причем шарнир Тураташской антиклинали круто погружается на восток, а шарнир Куватальско-Лысогорской антиклинали – на запад.

Бельдишский комплекс тектонитов был выделен В.И. Петровым с коллегами в 1975 г. при проведении геологосъемочных работ без собственного названия. Тектониты представлены милонитами, бластомилонитами (до ультрамилонитов) с полосчатой текстурой и переменным содержанием порфирокластов. Зоны тектонитов прослеживаются по всей территории Тараташского выступа. Мощность отдельных зон может колебаться от первых дециметров до первых километров. Согласно данным В.И. Петрова с коллегами в строении зон тектонитов участвуют милониты двух фаз проявления тектонической активности: первая фаза представлена бластомилонитами по метаморфическим породам, диафторированным до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма; вторая фаза представлена милонитами и ультрамилонитами по метаморфизма. Возраст милонитов составляет 1847±4 млн лет (U-Pb по цирконам [5]), что совпадает с возрастом ретроградного метаморфизма, который оценивается в 1,8 млрд лет [6].

По положению в структуре Тараташского блока можно выделить две главных зоны распространения тектонитов бильдишского комплекса.

1. Бельдишско-Куватальская фронтальная зона бластомилонитов непрерывной широкой (1,5–3 км) дугообразной полосой, выгнутой на восток, ограничивает весь Тараташский выступ с востока. Плоскопараллельные элементы бластомилонитов и вся зона в целом погружаются в восточных румбах под углами 70–30°, причем в южном сегменте – более круто, а в северном – более полого. 2. Тагаякско-Тахтинская тыловая зона милонитов и бластомилонитов узкой (до 0,5 км) дугообразной полосой, выгнутой на запад, сечет метаморфиты Тараташского выступа в меридиональном направлении. Она также погружается на восток.

В целом, наклонная в восточных румбах ориентировка полосчатости сохраняется по всей Бельдишско-Куватальской зоне тектонитов, однако местами в ее пределах наблюдаются мелкие изоклинальные складки западной вергентности, а также зеркала скольжения со штриховкой сбросо-взбросового типа. Вместе с тем, установить кинематику Бельдишско-Куватальской зоны тектонитов трудно из-за отсутствия четких мезоструктурных элементов, непосредственно указывающих направление перемещения. Исходя из общих соображений, можно предположить, что движения по этой зоне происходили неоднократно.

Процессу формирования бластомилонитов предшествовал диафторез амфиболитовой фации, а также – мигматизация пород тараташской серии, связанная с резким уменьшением давления, связанного со всплыванием Тараташского блока. По мезоструктурам мигматитов реконструируется вертикальное направление растяжения [8]. Начало же формирования краевой зоны бластомилонитов, впоследствии ставшей фронтальной, скорее всего, соответствовало времени эксгумации, когда слагающие его породы достигли зоны хрупких деформаций. В это время Бельдишско-Куватальская зона тектонитов формировалась как зона пологого сброса. Реликты подобных сбросовых мезоструктур описаны в отчете В.И. Петрова и др. в 1975 г.

Последний эпизод деформаций Тараташского блока связан уже со среднекаменноугольным орогенезом Уральской складчатой зоны. В обстановке широтного (в нынешних координатах) сжатия, сменившей обстановку растяжения, Тараташский блок выполнял роль индентора, который сминал комплексы уралид, расположенные восточнее. На этом этапе южный сегмент Бельдишско-Куватальской зоны имел правосдвиговую кинематику, а северный сегмент – левосдвиговую. Вероятно, в это же время оформилась и Тагаякско-Тахтинская тыловая зона милонитов, представленная метаморфитами, диафторированными в фации зеленых сланцев. Она играла роль ретронадвига, компенсирующего напряжение субширотного сжатия, что определяет ее взбросовый характер. Скорее всего, Тагаякско-Тахтинская зона имеет и левосдвиговую компоненту, за счет которой Куватальско-Лысогорская антиклиналь оказалась не только более эродированной, но и смещенной на север относительно Тураташской антиклинали. Возраст этого этапа составляет около 300 млн лет [6], что примерно соответствует возрасту гранитоидов тургоякско-сыростанского комплекса (Киалимский и Уфалейкинский массивы), прорывающих метаморфиты среднего рифея восточнее Тараташского блока – 314–317 млн лет [9].

Литература

1. Гарань М.И. Нижний и средний докембрий // Геология СССР. Т. XII, Ч. І. М.: Недра, 1969. С. 70–106.

2. Ленных В.И., Петров В.И. Гранулитовый метаморфизм и этапы диафтореза пород тараташского комплекса // Тезисы докладов Третьего Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск, 1974. С. 17–22.

3. Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН, 1978. С. 3–45.

4. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

5. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.

6. Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р. и др. Тараташский и Александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): Т-t ограничения // Ежегодник–2005 Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2006. С. 322–330.

7. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 19–28.

8. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Мосейчук В.М., Петров В.И. Деформационные обстановки формирования инъекционных мигматитов тараташского комплекса архея (Южный Урал) // Геология и минер. ресурсы Европейского Северо-Востока России: Мат-лы XVI Геологич. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 55–57.

9. Шардакова Г.Ю. Новые данные по U-Pb возрасту цирконов из гранитоидов Киалимского массива (северо-восточная часть Башкирского мегантиклинория) // Ежегодник-2010, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 158. Уфа: ИГГ УрО РАН. 2011. С. 69–72.

Тектонические и климатические факторы распределения обломочного материала в дренажных бассейнах

Введение. Дренажные бассейны рек, находящихся в относительно подвижных тектонических районах, являются основными морфологическими элементами неотектонической структуры. Облик дренажных бассейнов и распределение в них осадочного материала зависят, главным образом, от тектонических, структурных и климатических факторов. Тектонический факторы включают как региональный тектонический фон, так и локальные смещения поверхностей сцены во вновь образованных или ремобилизованных структурах. Структурные факторы отражают в современном рельефе неоднородности субстрата дренажного бассейна, которые, так или иначе, отражаются в его морфологических характеристиках, а также в составе и облике обломочного материала, перераспределяемого рекой. Климатические факторы контролируют в сильнейшей мере саму гидрологию бассейнов, реальные возможности водотоков к перемещению обломочного материала, определяют общее количество осадков, вовлеченного в водный перенос и их распределение по центральной долине и ее составляющим.

Развитие рельефа можно в определенной степени представить как отражение взаимодействия подвижных водосборных ячеек (дренажных бассейнов), которые могут расширяться, схлопываться, менять плановую конфигурацию, менять направление стока и конфигурацию дренажных каналов. В этом смысле взаимодействие дренажных бассейнов напоминает взаимодействие рифтовых бассейнов, также легко перемещающихся по площади рифтовых зон, образующих закономерные комплексы осадочных накоплений, и граничащих вдоль аккомодационных (трансферных) зон.

Район и задачи исследований. Исследования проводились в области сочленения Предуральского прогиба и Южно-Горноуральской области, в междуречье речных долин Кусы, Ая и Уфы. В рамках программы составления карты четвертичных образований листа N-40-VI было изучено геологическое и геоморфологическое строение территории, построена серия разномасштабных карт, геоморфологических профилей, описаны и опробованы несколько десятков обнажений рыхлых пород, получены данные об их климатических характеристиках. Полученные результаты

¹ Геологический факультет МГУ

позволяют проследить влияние структурно-тектонических и климатических факторов на развитие дренажных систем региона, восстановить историю их формирования, и смоделировать особенности распределения осадочного материала в дренажном бассейне.

Структурно-геоморфологические особенности региона. В восточной части территории и в ее центральной части развиты морфологически хорошо оформленные горные хребты и гряды с абсолютной высотой до 1000 и более метров, а в пределах западной части находится холмистая, иногда холмисто-грядовая равнина с абсолютными высотами до 450-480 м. Восточная, горная часть, территории сложена архейско-протерозойскими метаморфическими и магматическими породами Тараташского выступа и палеозойскими (до среднего карбона включительно), сложно дислоцированными комплексами его обрамления. Толщи, залегающие в основании морфологических единиц западной части территория, были сформированы в позднем карбоне и перми в Уральском предгорном прогибе. Граница между горными и равнинными районами проходит вдоль западной окраины так называемых «конгломератовых» хребтов, к западу от которых рельеф постепенно выполаживается, нигде, однако, не доходя до степени зрелого пенеплена. Вся территория находится в пределах водосборного бассейна р. Уфа. Единственной значительной рекой, чей дренажный бассейн полностью находится в пределах изученного района, является Большая Арша. Сложная складчатонадвиговая структура фундамента региона, так или иначе, отражается в его новейшей морфологии, в которой поднятия зачастую наследуют положительные структуры домезозойского субстрата, а речные долины – отрицательные. Это соответствие, однако, не является полным, его модифицируют такие факторы как разная прочность и устойчивость эродируемых пород, неспособность некоторых сложных структур к прямому морфологическому выражению и неоднократный климатический импринтинг топографической поверхности территории.

Морфологические единицы района представлены: (1) среднегорными массивами; (2) структурными впадинами в горных массивах; (3) <u>структурно-эрозионными депрессиями и их склонами;</u> (4) локальными мозаичными поднятиями; (5) <u>подгорными равнинами западной части территории,</u> включающими озерно-аллювиальные котловины. Границы локальных элементов рельефа и речных дренажных бассейнов совпадают только в редких случаях и на относительно коротких отрезках. В большинстве случаев, границы коррелируются слабо, или не коррелируются совсем.

Аршинский дренажный бассейн и Аршинская структурная депрессия. Бассейн р. Большая Арша расположен в южной части изученной территории. Долина реки протягивается от Тураташского горного массива до р. Ай, притоком которой она является. Длина реки 62 км, пло-щадь бассейна около 840 км², средний градиент 4.1 м/км. Рельеф дренажного бассейна выстраивается разными морфологическими элементами, центральное место в нем занимает Аршинская структурная депрессия, представляющая собой крупное линейное понижение северовосточного простирания, которое прослеживается от устья Большой Арши и прилежащего сегмента долины Ая, к истокам притоков Малой Ургалы. Длина депрессии около 45 км, ширина – около 10 км. По направлению с северо-востока на юго-запад депрессия постепенно сужается до 3-4 км. Практически на всем протяжении депрессия заложена в слабых, малоустойчивых породах – каменноугольных и верхнедевонских известняках, мергелях, доломитах, частично в тонких кластитах и глинах. Выше устья Бол. Ургалы преобладающими комплексами основания депрессии становятся зилаирские флишоиды. Восточный борт депрессии трассируется вдоль Каратауского регионального надвига западной вергентности. Широкое развитие в долинах депрессии среднеплейстоценовых лессовых и лессовидных обломочных комплексов, в т.ч. тунельного строения, предполагает, что первоначально она развивалась как перигляциальная ложбина стока. Мощность этих отложений превышает 18 м. Возможный центр материнского горного оледенения располагался южнее, в районе наиболее высоких южно-уральских массивов Ямантау и Бол. Иремель, где известны неоплейстоценовые моренные и флювиогляциальные комплексы на высотах 1100-1300 м. Продольный профиль Большой Арши достаточно чутко реагирует на неоднородности строения депрессии и обстановок седиментации в ней. На профиле отчетливо выявляются шесть динамических участков, на каждом из которых профиль существенно выполаживается сверху вниз, создавая явную ступенчатость всего профиля в целом. Сверху вниз по долине постепенно уменьшаются градиенты продольного профиля – от 13.86 в истоках на склонах Тураташа, до 0.93 на устьевом участке. Сегменты отделены друг от друга ступенями, которые поддерживаются в рельефе за счет новейших тектонических деформаций, изменения литологии коренных пород вдоль профиля и вноса осадочного материала главными притоками Б. Арши.

Первый резкий перегиб поперечного профиля Большой Арши локализован в точке ее слияния с Малой Аршой, недалеко от границы архейских и протерозойских комплексов. Перегиб долинного профиля обеспечивается как литологическими, так и седиментационными факторами. Вблизи впадения Малой Арши профиль основной долины резко выполаживается и между устьями М. Арши и Утрясли долина завалена тонкообломочным осадочным материалом, сильно заболочена и практически лишена нормальных террас. Долина определенно была подпружена активированным Каратауским надвигом, к западу от которого, начиная с устья Мисаелги, градиент снова резко увеличивается, здесь наблюдается самая выраженная внутридолинная ступень, образование которой связано со всеми тремя факторами – наличием *активированного* разлома, сменой окружающих комплексов с рифейских на палеозойские, и привносом обломочного материала притоками. Начало сегмента выражено резким ускорением течения и образованием развитой грубообломочной поймы Большой Арши.

Следующая ступень продольного профиля реки расположена в районе устья небольшого Безымянного Ключа. Его воздействие на профиль определяется тем, что этот ручей – часть палеодолины относительно крупной реки Бол. Бадажи, сравнительно недавно перехваченной М. Ургалой. Именно сток этой более крупной реки и обеспечивал перегиб профиля Б. Арши. Русловой комплекс Арши на этом сегменте часто имеет сплетенное строение, течение быстрое, характерен довольно грубый состав пойменного аллювия.

На устьевом сегменте долины Бол. Арши градиент неожиданно увеличивается, здесь наблюдаются участки быстрого течения и хорошо развитый террасовый комплекс, включающий пойменные, а также три надпойменных террасы. Мы полагаем, что эти явления связаны с прогибанием днища принимающей долины р. Ай по крайней мере со второй половины неоплейстоцена в системе субширотных активированных разломов, наследующих структуры фундамента и ограничивающих вытянутые ромбические бассейны пулл-апартового облика. Южный разрыв (Терехтинский) является продолжением Каратауского регионального разлома; в долине р. Ай вдоль него контактируют предположительно разновозрастные, но близкие по строению свиты девона – рифея. Северные разломы в палеозойской структуре представлены целой системой небольших сдвиго-надвигов. В альпийское время все они активированы в качестве двух систем сопряженных сколов. Река Ай в этой обстановке образует эффектные длинные петли – врезанные меандры, вложенные в почти прямоугольные впадины.

Обсуждение результатов. Проведенный совместный анализ геологического строения территории, ее четвертичного чехла и морфологии рельефа обнаруживает сложные зависимости между тектоническим строением района, его морфологией, новейшими деформациями, и распределением обломочного материала в речных бассейнах. В первую очередь параметры осадочного заполнения долин контролируются их четковидной конфигурацией и ориентировкой сегментов долин относительно тектонической зональности. В продольных сегментах наблюдаются повышенные скорости потока, меандрирующие до сплетенных русловые системы, резкая поперечная дифференциация материала и четкая террасированность долины. Поперечные сегменты обычно подпружены молодыми структурными поднятиями, они завалены тонким материалом, русла в них интенсивно, но мелко меандрирующие, нормальной террасированности не наблюдается. Добавочные проблемы возникают, когда долины интенсивно модифицируются процессами, связанными с климатически обусловленными не флювиальными процессами, например эолово-потоковой седиментаций в ледниковые эпохи. Лессовидные фации выравнивают долины, причем в зависимости от направления ледникового стока их мощности могут увеличиваться и вниз, и вверх по течению рек, и соответственно модифицировать их продольные профили. Локальные особенности климатических изменений существенно влияют на строения молодого чехла долин. В рассматриваемом регионе в валдайское (северо-уральское) время наиболее мощным оказалось первая, а не вторая, как в Европе, стадия оледенения, поэтому чехол долин всюду завершается единым поздне-валдайским – голоценовым чехлом.

Региональный тектонический фон определяет пространственное распределение главных морфологических элементов региона, устойчивую ступенчатость рельефа и объемы высвобождаемого для переноса обломочного материала. Эти факторы исключительно важны для длительного поддержания крутизны продольного профиля, скорости течения потока и объема переносимого материала, и соответственно, выработки скоростных моделей распределения материала в долине.

Интенсивные современные деформации могут обуславливать конфигурацию долин, выделяя в них сегменты длительного погружения и поднятия. Сегменты погружения между парами современных разломных зон могут иметь пулл-апартовый облик и вмещать аномальные вытянутые врезанные меандры рек, в которых, при этом, практически отсутствует нормальный террасовый комплекс.

Структурно-вещественные закономерности зон аккомодации асимметричных рифтов

Поперечные зоны поднятия, разделяющие континентальные рифты на отдельные сегменты широко развиты в современных и древних структурах. Из современных структур яркими представителями поперечных поднятий являются о. Ольхон – Академический хребет и Посольская банка, разделяющие Байкал на три котловины. Среди подобных древних структур можно назвать Штокманско-Лунинский порог или Лудловскую перемычку, разделяющую Восточно-Баренцевский рифтогенный мегапрогиб на Северную и Южную впадины.

Почти в каждой рифтовой системе имеются подобные поперечные элементы, хотя не всегда им придается достойное значение. В последние годы, поперечным структурам в рифтах уделяется повышенное внимание из-за приуроченности к ним месторождений углеводородного сырья и проявлений щелочно-ультраосновного магматизма. Актуальность данных исследований, на наш взгляд, усиливается и тем фактом, что для большинства рифтовых структур установлена их структурно-геоморфологическая асимметрия, которая вполне объяснима моделью эволюции полого сброса (детачмента) [4], контролирующего процесс растяжения и, соответственно, формирование прогибов с выходом пород основания к поверхности в составе лежачего крыла. В этом случае перемычки между прогибами, как правило, являются участками, где происходит смена полярности главного сместителя, контролирующего процесс растяжения [8]. В тоже время после закрытия (сжатия) некоторых рифтовых систем наблюдаются аномальные участки развития более метаморфизованных пород, например «точечное» развитие эклогитов и псевдотахилитов, которые могут отвечать доскладчатому этапу развития.

Зоны аккомодации, как правило, меньше по размеру в несколько раз, чем грабены, которые они разделяют, но, тем не менее, их размер достигает первых километров, а иногда и первых десятков километров. В рельефе они часто слагают выступы кристаллического фундамента и представляют собой перемычки между грабенами. Их характерной структурной особенностью является то, что в их пределах выделяются участки земной коры, где развиты интенсивно дробленные породы. При этом дробление не проявляется в виде каких-либо линейных зон, а наблюдается структурный хаос, где возникает ощущение, что горный мас-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

сив буквально взорван изнутри. Участки интенсивно дробленых пород перемежаются с более массивными разностями.

Важно и то, что в последние годы возрастает интерес именно к проблеме «дезинтегрированных» гранитов, в том плане, что они могут являться ловушками для углеводородов в промышленных масштабах [3, 5]. Причины дезинтеграции подобных гранитов во многом остаются не ясными, но связь их с тектонически-активными зонами и, в частности, с зонами аккомодации очевидна. Характерными элементами рифтовых систем являются также и зоны пропагации, которые в виде систем сближенных разломов проникают в стабильную область. При этом многие структурно-вещественные особенности зон пропагации и аккомодации весьма близки, что вполне объяснимо тем, что по мере эволюции рифтовой системы, зона пропагации может впоследствии трансформироваться в зону аккомодации. При этом зона пропагации, как правило, более доступна для прямого геологического изучения, чем зона аккомодации. В качестве примера зоны пропагации можно отметить Хибино-Контозерскую тектоническую зону, проникающую в тело Балтийского щита со стороны Баренцева моря [1]. На окончании этой зоны развиты гигантские щелочные массивы с битумо- нефте- и газопроявлениями, которые, вероятно, генетически могут быть связаны с формированием углеводородов центральной части Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Потоки газов в этих массивах столь велики, что при наличии покрышки только в пределах Хибинского массива, за 2–3 млн лет может сформироваться месторождение с запасами 200–300 млрд м³ газа [2]. Зоны пропагации и аккомодации выделяются и в палеорифтовой системе Белого моря, где известно большое количество проявлений ультраосновного-щелочного магматизма. Детальные структурные работы по щелочным дайкам этого района, показали, что они приурочены к зонам локального сжатия, тогда как на участках растяжения по бортам грабенов их нет [6]. Учитывая, что определяющим фактором образования щелочных даек является огромная флюидонасыщенность щелочной «магмы», то можно предположить, что только на участках локального сжатия в региональных рифтовых структурах растяжения, смогла задержаться подобная флюидонасыщенная субстанция, которая и образовала дайки. Следует отметить, что для девонских щелочных пород Кольского п-ова постоянно отмечается присутствие глубинных углеводородов, вплоть до газовых выбросов и взрывов. Надо отметить, что взаимосвязь щелочного и кимберлитового магматизма с выделениями глубинных углеводородов, постоянно отмечается для многих регионов Мира, но в рамках идей осадочного генезиса последних не находит своего адекватного объяснения.

Часто синрифтовые образования перекрыты чехольным (синеклизным) комплексом, но зоны аккомодации испытывают унаследованное воздымание с формированием антиклинальных структур и именно в разрезах этих участков отмечается максимальная концентрация силлов, как это наблюдается в Лудловской перемычке Восточно-Баренцевского рифтогенного трога [7]. Всё это создает благоприятные условия для формирования в этих структурах месторождений углеводородов и тяжелых металлов.

В ряде случаев, площади занятые зонами аккомодации хорошо обнажены, а так как их породы многократно деформированы, то создаётся иллюзия, что в этом месте обнажаются образования складчатого (орогенного или коллизионного) пояса и делаются соответственные геодинамические построения. На самом деле наблюдаемая ситуация отражает лишь отдельный элемент сложной системы, в которой преобладают процессы горизонтального растяжения. Поэтому выделение и изучение зон аккомодации в рифтовых системах важно не только для понимания процессов ведущих к образованию таких необычных пород как дезинтегрированных гранитов, псевдотахилитов, эклогитоподобных разностей, некоторых видов щелочно-ультраосновных пород, проявлений углеводородов и тяжелых металлов, но и для расшифровки направленности тектонических событий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 10 и Гранта РФФИ 13-05-00298 и 14-05-00149.

Литература

1. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к тектонической карте) М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

2. Введенская А.Я., Дертев А.К. Современная геодинамика, битуминозность и газоносность Кольского полуострова // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. http://www.ngtp.ru/rub/10/020pdf

3. Гаврилов В.П. Нетрадиционная модель образования гранитов и их нефтегазоносности (на примере южного шельфа Вьетнама) // Геология нефти и газа. 2010. № 1. С. 51–58.

4. *Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.* Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20-31.

5. Попков В.И., Серебряков А.О. Нетрадиционные нефтегазовые объекты. Астрахань: Изд. дом «Астраханский университет», 2009. 182 с.

6. *Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С.* Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского п-ова // Геотектоника. 2012. № 1. С. 77–94.

7. Шипилов Э.В. Как формировались месторождения гиганты углеводородов на Баренцеморском обрамлении Кольского региона, Востоно-Баренцевский мегапрогиб // Геология и полезные ископаемые Кольского региона. Тр.Х Всероссийской Ферсмановской научной сессии. Апатиты, 2013. С. 188–191.

7. Bosworth W. Geometry of propagating continental rifts // Nature. 1985. V. 316. № 15. P. 625–627.

Д.А. Ткачева¹

Новые изотопно-геохронологические и геохимические данные по геологии палеозойской складчатой системы Западной Антарктиды

Горно-складчатые сооружения Западной Антарктиды и Трансантарктических гор являются компонентами Тихоокеанского подвижного пояса. Конвергентные явления, обусловившие их формирование, носили как субдукционный, так и коллизионный характер, но относительная роль этих геодинамических процессов остается дискуссионной. Наиболее изученными звеньями тихоокеанского обрамления Антарктиды (рис. 1), обладающими ярко выраженными признаками надсубдукционного развития в режиме активной окраины, являются неопротерозойско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктический гор (Росский ороген) и мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова и прилегающих островов (Антарктандский ороген) [1]. Расположенные между ними системы складчатых сооружений (ороген Амундсена и ороген Борхгревинка) хуже обнажены и слабее изучены, и их возрастная и тектоническая классификация во многом условны. Вдоль побережья моря Амундсена фрагментарно обнажаются неравномерно метаморфизованные преимущественно магматические комплексы и обрывки складчатых стратифицированных толщ. Литературные сведения указывают на вероятность принадлежности данной области к энсиалической магматической дуге среднепалеозойско-раннемезозойского возраста, выделяемой в качестве орогена Амундсена. Область между Амундсенским и Росским орогеном носит название орогена Борхгре-

¹ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия





Рис.1. Схема тектонического районирования Западной Антарктиды.

1 - 4- тихоокеанские аккреционно-коллизионные орогены:

 неопротерозойский-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (Росский ороген); 2- ранне-среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Трансантарктических гор и западной части Земли Мэри Бэрд (Борхгревинкский ороген);
3-(средне?)палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена (Амундсенский ороген);
4- мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова (Антарктанды).

винка [3]. В пределах орогена Амундсена выделяют область (Берег Руперта и Берег Хобса), имеющую особое геологическое строение [2].

В составе 59 российской антарктической экспедиции на Земле Мэри Бэрд (Берег Хобса) были выполнены полевые геологические исследова-
ния в районе полевой базы Русская для выявления новых черт тектонического строения и уточнения условий геодинамической эволюции Западной Антарктиды. Установлено, что древнейшими породами здесь являются полосчатые (расслоенные?) габброиды, которыми сложен мыс Беркс, а также соседний нунатак, обнажающийся восточнее полевой базы Русская. Суммарную мощность данного выхода оценить сложно изза плохой обнаженности данной территории, однако, эти породы прослеживаются на всех обнажающихся участках на расстоянии 4 км с севера на юг и около 2–2,5 км с запада на восток.

Габброиды характеризуются крутыми углами падения (в среднем 65-80°) на юго-восток и северо-восток. В северной части массива породы имеют максимально крутое падение вплоть до вертикального. Простирание пород (их прослоев) в северном-северо-восточном направлении сохраняется в целом неизменным на всех участках исследованной территории. Строение толщи габброидов осложнено также пластичными и хрупкими деформациями, наблюдающимися повсеместно. Были выявлены преобладающие направления систем разломов и зон трещиноватости, встречающихся на массиве (субширотная, субмеридиональная и характеризующаяся азимутами простирания в 340-0°).

По результатам петрографического исследования выделяются следующие разновидности пород: 1. мезократовое габбро (трахитоидное); 2. лейкократовое оливиновое габбро; 3. лейкократовый троктолит (трахитоидный); 4. лейкократовый (±оливиновый) габбро-норит (трахитоидный); 5. лейкократовый плагиоклазит (лабрадорит); 6. лейкократовое габбро (трахитоидное).

В докладе представлены изотопно-геохронологические и геохимические данные, полученные по этому участку орогена Амундсена впервые. Эти данные позволяют в первом приближении определить палеогеодинамический режим формирования габброидов и сопоставить это магматическое событие с одновозрастными процессами в сопредельных районах, а также проследить в пространстве и времени развитие определённых тектонических обстановок. В частности, будут предложены аргументы в контексте дискуссии о рифтогенном или конвергентном развитии палеозойской складчатой системы.

Литература

1. Грикуров Г.Э., Лейченков Г.Л. Основные черты тектонического строения и геодинамической эволюции Антарктики // Материалы конференции «Современное состояние наук о Земле». М.: МГУ, 2011. С. 1101–1105.

2. Лопатин Б.Г., Поляков М.М. Геология Земли Мэри Бэрд и Берега Эйтса (Западная Антарктида). М.: Наука, 1976. 176 с.

3. *Craddock C.* Tectonic map of Antarctica // Geologic maps of Antarctica // Ed. V.C. Bushnell, C. Craddock. N. Y., 1970. PI. XXI. (Antarctic Map Folio Ser. Amer. Geograph. Soc.) Craddock C. Antarctic tectonics // Antarctic geology and geophysics / Ed. R.J. Adie. Oslo: Universitetsforlaget, 1972. P. 449–455.

<u>Х.А. Тойчиев</u>, А.Г. Стельмах¹

Палеомагнитные особенности эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений Узбекистана

Для выделения и сопоставления отдельных частей разрезов эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений Узбекистана в качестве коррелятивов были использованы палеомагнитные характеристики, позволившие выделить слои с прямой, обратной и аномальной намагниченностью.

В Международной геомагнитной шкале полярности эоплейстоцен относится к ортохрону обратной полярности Матуяма, а граница между эоплейстоценом и плейстоценом проводится на основе перехода обратной полярности геомагнитного поля к прямой полярности – инверсия Матуяма-Брюнес.

В эоплейстоценовое время на территориях геотектонических областей Узбекистана были условия в корне отличающиеся между собой и соответственно разрезы платформенной области не сопоставимы с разрезами орогенной области, так как они сильно отличаются как по литологическим признакам, так и по стратиграфическому построению разрезов [1].

Анализируя изменения магнитных свойств эоплейстоценовых отложений Узбекистана можно сделать следующие выводы:

1. Эоплейстоценовые отложений бассейнов крупных рек Узбекистана имеют сложное строение и характеризуются разной стратиграфической и геомагнитной информативностью. Литологически они представлены как континентальными (орогенными), так и морскими (платформенными) отложениями.

¹ Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека (НУУз), Ташкент, Узбекистан

2. Магнитные свойства эоплейстоценовых отложений в полных разрезах изучены в разрезах Нурата, Чартак и Гузардарья, а также отдельные стратиграфические уровни эоплейстоценовых отложений изучены в разрезах Сарыагач, Кадырья, Аркутсай, Ангрен и др. В полных разрезах эоплейстоценовые отложения литологически представлены алевролитами. Магнитные измерения показали, что естественная остаточная намагниченность изменяется в пределах (0,3-17,3)*10⁻⁶ СГС, в среднем равна 3,7*10⁻⁶ СГС, а магнитная восприимчивость (0,6-3,6)*10⁻⁶ СГС, в среднем равна 2,3*10⁻⁶ СГС. Отличия в магнитных характеристиках между прямо и обратно намагниченными породами эоплейстоцена не наблюдается, но отмечается слабо выраженная закономерность роста естественной остаточной намагниченности от 3,7*10⁻⁶ СГС до 7,6*10⁻⁶ СГС

3. В орогенной областе Узбекистана отложения эоплейстоцена изучены в низах сложнопостроенных разрезов. При этом, эоплейстоценовые отложения представлены только верхней частью эоплейстоцена, имеют ограниченное зональное распространение. Литологически они представлены делювиальными лёссово-почвенными образованиями. Естественная остаточная намагниченность их изменяется (0,5-12,8)*10⁻⁶ СГС, в среднем равна 7,6*10⁻⁶ СГС, а магнитная восприимчивость (9,2-26,4) *10⁻⁶ СГС, в среднем равна 21,6*10⁻⁶ СГС. Высокие значения магнитной восприимчивости эоплейстоценовых отложений объясняются тем, что разрезы близко расположены к областям сноса и характеризуются относительно высокой концентрацией ферромагнитных минералов.

4. Магнитные свойства погребённых почв в лёссовых отложениях зоплейстоцена слабо выражены и практически не отличаются от магнитных свойств почвообразующих пород, единственным критерием, позволяющим выделить их в разрезах, кроме геологических данных является величина магнитной вязкости.

Образование плейстоценовых отложений Узбекистана связано с очередной активизацией региональных тектонических движений земной коры в четвертичное время. В результате этих движений, черты современного рельефа региона, созданные ещё в олигоцен-плиоценовое время, обострились, Арало-Каспийское море полностью покинуло восточную и северо-восточную часть территории, крупные озёра и лагуны эоплейстоцена высохли и в образовавшиеся впадины стали аккумулироваться мощные толщи континентальных отложений в условиях активной дифференцированной тектоники четвертичного времени.

Эти движения создали сложную структуру немых континентальных отложений, которые отличаются между собой неравномерностью образования осадков во времени, пространственным распространением, цик-

личностью, подчинённостью локальным тектоническим движениям и зональным факторам, литологией и др.

На основании изучения плейстоценовых отложений Узбекистана можно сделать следующие выводы:

1. Плейстоценовые отложения региона характеризуется наибольшим накоплением различных генетических типов четвертичных отложений. Значительная мощность отложений в разрезах приходится лёссовым и лёссово-почвенным породам. Такие характеристики отложений, как мощность, распространение, генезис, литология, накопление и другие, непостоянны в пространстве и во времени.

2. Единого стратиграфического полного разреза отложений плейстоцена в регионе нет. Разрезы орогенной зоны в сокращённом виде представляют весь плейстоцен и в них они занимают определённые уровни сложно построенных разрезов. Сводный региональный стратиграфический разрез плейстоцена состоит из различных литологических и генетических типов осадков.

3. Изучение магнитных свойств горных пород плейстоцена показывают, что естественная остаточная намагниченность изменяется в пределах (8,0-22,0)*10⁻⁶ СГС, в среднем равна 12,0*10⁻⁶ СГС, а магнитная восприимчивость в интервале (32,0-58,2)*10⁻⁶ СГС в среднем равна 42,0*10⁻⁶ СГС. Естественная остаточная намагниченность пород, начиная с начала эпохи постепенно увеличивается от I_n =8,0*10⁻⁶ СГС до I_n =22,0*10⁻⁶ СГС к середине эпохи, а к концу опять уменьшается до I_n =16,0*10⁻⁶ СГС. Магнитная восприимчивость изменяется неравномерно, чётко выраженной закономерности в изученных разрезах не наблюдается. Никакие значения естественной остаточной намагниченности приходятся отложениям, которые соответствуют периодам кратковременных отклонений и переходным периодам геомагнитного поля, а высокие возмущённому состоянию геомагнитного поля.

4. Изменчивость магнитной восприимчивости пород плейстоцена связана с составом и содержанием ферромагнитных минералов, приносимых из области сноса, а также с вторичными минералами.

При этом палеомагнитное изучение пород четвертичного периода Узбекистана выявило неравномерное изменение магнитных свойств: отложения эоплейстоцена намагничены слабее, чем отложения плейстоцен, отдельные быстрые увеличения естественной остаточной намагниченности соответствуют возмущённым состояниям магнитного поля Земли, а низкие – переходным периодам и периодам кратковременного отклонения и не связаны с литологическими изменениями в породе [2].

Исходя из этого, выделение эоплейстоцена в региональной схеме Узбекистана и ее синхронизация с общей шкалой в данном случае рационально решать на основе палеомагнитных данных. При этом выявленные палеомагнитные характеристик могут служить реперными уровнями и использоваться для стратиграфической привязки изучаемых разрезов к геомагнитной шкале полярности.

Литература

1. *Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г.* Основные проблемы стратиграфии эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений Узбекистана и пути их решения // Вестник НУУ3. 2009. № 4/1. С. 32–35.

2. *Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г.* История геомагнитного поля по геомагнитным событиям, выявленным в четвертичных отложениях Узбекистана // Вестник НУУ3. 2011. № 2/1. С. 119–122.

B.B. Травин¹

Структурная позиция тел эклогитизированных базитов района села Гридино, Беломорский подвижный пояс

Район села Гридино стал широко известен после публикации в 2004 году статьи О.И. Володичева с соавторами о найденных в его пределах архейских эклогитах. Архейский возраст процесса эклогитизации 2720.7±8 млн лет был определен U-Pb датированием цирконов из тела эклогита, рассматриваемого авторами как обломок архейского меланжа [1]. Позже разными авторами были получены иные изотопные данные. Ныне возраст процессов эклогитизации является предметом дискуссии, происходящей при все нарастающем количестве изотопных датировок. Настоящее сообщение обращено к данным по структурной локализации тел эклогитизированных базитов, несущим информацию как о природе процессов эклогитизации, так и о времени их проявления.

Район расположен в центральной части Беломорского подвижного пояса (БПП), структурно-метаморфическая эволюция которого завершилась в конце раннего протерозоя 1.8–1.7 млрд лет назад событиями свекофеннского орогенеза. Господствующее распространение в его пределах имеют архейские плагиогнейсы, ремобилизованные в раннем про-

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия



Рис. Основные элементы структуры района села Гридино и положение тел эклогитизированных базитов (черное) в их пределах (схематичная блокдиаграмма). AR – архейские структурные домены с недеформированными раннепротерозойскими дайками базитов, PR1 – раннепротерозойские структурные домены с крутым падением полосчатости гнейсов, LPR₁ - зоны

поздние пологого разгнейсования.

1 - тонкополосчатые гнейсы зон позднего пологого разгнейсования; 2 - эклогитизированные бескорневые тела базитов в зонах позднего пологого разгнейсования; 3 эклогитизированные базиты в субвертикальных пластических зонах сдвига (а – дайки, б – бескорневые тела); 4 – деформированные раннепротерозойские дайки базитов, не испытавшие эклогитизации; 5 - недеформированные дайки базитов; 6 - гнейсы раннепротерозойских структурных доменов с крутым падением полосчатости; 7 – гнейсы архейских структурных доменов; 8 – бескорневые тела базитов без признаков эклогитизации

терозое. В гнейсах многочисленны небольшие бескорневые тела базитов (в основном гранатовых амфиболитов) и ультрабазитов, небольшая часть которых эклогитизирована. Гнейсы и тела базитов рассечены разновозрастными дайками, среди которых и дайки габбро-норитов реперного для БПП комплекса лерцолитов – габбро-норитов (КЛГН) с возрастом 2.46–2.36 млрд лет и более молодые дайки Fe-габбро.

Район характеризуется структурной неоднородностью, обусловленной неравномерной структурно-метаморфической переработкой архейской земной коры в раннем протерозое (рис). Наиболее сложную структуру имеют участки (структурные домены), в пределах которых гнейсы и тела базитов рассечены недеформированными дайками габброноритов КЛГН. Отсутствие деформаций даек габбро-норитов, магматическое становление которых приходится на начало протерозоя, свидетельствует о древнейшем, архейском, возрасте пород и структур, рассекаемых дайками габбро-норитов.

Структура доменов, в пределах которых дайки габбро-норитов и других базитов в различной степени деформированы, существенно проще, что связано с наложенными раннепротерозойскими сдвиговыми пластическими деформациями, в результате которых полностью стерты все элементы ранних структур (произошла потеря структурной памяти) и образовались гнейсы с выдержанным крутым залеганием полосчатости.

Охарактеризованные структурные домены секутся субвертикальными пластическими зонами сдвига, в которых локализованы тела эклогитизированных базитов – бескорневые тела и дайки различного состава.

Самой простой структурой характеризуются зоны позднего пологого разгнейсования – обычные для БПП участки с выдержанным пологим моноклинальным или слабоволнистым залеганием, в которых гнейсы, как правило, имеют четкую тонкую полосчатость. Толщи полосчатых гнейсов с выдержанным пологим залеганием представляют собой результат структурно-метаморфической переработки более ранних структур в условиях интенсивных надвиговых деформаций. Они не секутся субвертикальными пластическими зонами сдвига и дайками базитов, что свидетельствует о формировании зон пологого разгнейсования на заключительном (позднесвекофеннском) этапе структурно-метаморфической эволюции Карело-Кольской части Балтийского щита. Зоны позднего пологого разгнейсования содержат бескорневые тела различных по составу базитов, в том числе габбро-норитов КЛГН и эклогитизированных разностей базитов.

Субвертикальные пластические зоны сдвига, в которых локализованы эклогитизированные тела базитов, в районе многочисленны. Эклогитизация базитов в них обусловлена пластическими деформациями. Наиболее четко это выявляется в зонах сдвига, секущих гнейсы и дайки габбро-норитов КЛГН. Габбро-нориты, вовлеченные в пластические деформации, эклогитизированы (полностью перекристализованы с образованием равновесных высокобарических парагенезисов минералов, метаморфических структур и текстур). Преобразования габбро-норитов, не испытавших интенсивных пластических деформаций (боковые породы зон сдвига), ограничились образованием реакционных корон на границах зерен магматических минералов. Участие даек КЛГН и Fe-габбро в процессах эклогитизации, обусловленных деформациями в пластических зонах сдвига, указывает на раннесвекофеннский возраст самих зон сдвига.

Эклогитизированные базиты, слагающие небольшую часть бескорневых тел в зонах позднего пологого разгнейсования, имеют упорядочен-

ные метаморфические структуры и текстуры, что свидетельствует о деформационной природе процесса их эклогитизации. Очевидно, что в зоны позднего полого разгнейсования, должны были попадать тела, испытавшие эклогитизацию в субвертикальных пластических зонах сдвига. Однако бескорневой характер эклогитизированных тел допускает различную природу и возраст процессов деформаций и эклогитизации слагающих их пород.

Часть тел эклогитизированных базитов могла бы представлять собой обломки субдуцированной коры, вовлеченные в архейский меланж (интерпретация О.И. Володичева с соавторами [1]). Но предположение об архейском возрасте эклогитизации имеет структурные ограничения: на сей день не известно фактов сечения тел эклогитизированных базитов недеформированными раннепротерозойскими дайками. Габбро-нориты недеформированных даек имеют апомагматические коронитовые структуры. Этим они отличаются от даек КЛГН, секущих гнейсы с бескорневыми телами «архейских» эклогитов, которые всегда деформированы и эклогитизированы с образованием равновесных парагенезисов, метаморфических структур и текстур.

Таким образом, имеющиеся структурные данные свидетельствуют о том, что этап формирования раннесвекофеннских пластических зон сдвига был главным и, по-видимому, единственным этапом эклогитизации в районе.

Литература

1. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н., Кузенко Т.И. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

U-Pb возрасты детритовых цирконов из докембрийских россыпей сиалических массивов Северного Казахстана как отражение этапов тектоно-магматической активности питающей провинции

Изучение возраста детритовых цирконов из терригенных пород широко используется для определения нижнего возрастного предела накопления немых обломочных толщ, а также для реконструкции этапов кислого магматизма и высокоградиентного метаморфизма в питающих провинциях. Особенно важны такие данные для докембрийских терригенных комплексов, участвующих в строении сиалических блоков, входящих в состав фанерозойских складчатых поясов, так как они позволяют определять принадлежность этих блоков к тем или иным крупным кратонам, имевшим разную тектоно-магматическую эволюцию.

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса докембрийские метаморфизованные терригенные толщи широко распространены в пределах сиалических массивов Северного (Кокчетавский, Ишкеольмесский и Ерементау-Ниязский), Центрального (Актау-Джунгарский) и Южного (Чуйско-Кендыктасский) Казахстана, где представлены в основном кварцито-сланцевыми разрезами.

На Кокчетавском и Ерементау-Ниязском массивах разрезы кварцитосланцевых толщи имеют очень близкое строение. Их нижние части сложены филлитовидными серицито-кварцевыми сланцами с отдельными прослоями графитистых микрокварцитов и бластопсаммитовых сланцев и доломитов (шарыкская свита Кокчетавского и ниязская свита Ерементау-Ниязского массивов мощностью 500-1000 м). Верхи кварцито-сланцевых разрезов образованы кварцито-песчаниками, кварцитами и серицто-кварцитовыми сланцами (кокчетавская и андреевская свиты Кокчетавского и святогорская свита Ерементау-Ниязского массивов мощностью от 500 до 1500 м) [1, 4, 8, 9]. В пределах Ишкеольмесского массива развита только верхняя – преимущественно кварцитовая часть разреза, в строении которой участвуют крупно-среднезернистые мусковитовые

¹ Геологический институт РАН, 119017 Москва, Пыжевский пер. 7

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2

³ Институт наук о Земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань

кварциты, кварцитовые и мусковит-кварцитовые кристаллические сланцы (тонгбайская свита мощность около 700 м) [5].

На Кокчетавском и Ерементау-Ниязском массивах выявлены цирконрутиловые россыпные рудопроявления с концентрациями акцессорных минералов 10–70%, которые, как правило, приурочены к пограничным интервалам разрезов сланцевых толщ и кварцитовых толщ (Кокчетавский массив – 10 рудопроявлений, Ерементау-Ниязский массив – 3–4 проявления) [2; 9]. В каждом проявлении циркон-рутиловый шлих образует пропластки мощностью от долей миллиметра до 3–5 см, редко до 15–20 см. Рудные пропластки обычно чередуются с безрудными в соотношении от 1:1 до 1:7. Совокупность рудных и безрудных пропластков образует рудные пласты мощностью от 0,2 до 2 м [2]. На Ишкеольмесском массиве проявлений циркон-рутилового шлиха не обнаружено, но в кварцитах отмечается присутствие обломочного мусковита, окатанных обломков рутила, циркона и других тяжелых минералов [5].

Нами было проведено U-Pb геохронологическое изучение детритовых цирконов из трех циркон-рутиловых рудопроявлений Кокчетавского массива, одного рудопроявления Ерементау-Ниязского массива и из кварцитов нижней части кварцитового разреза Ишкеольмесского массива.

Для U-Th-Pb геохронологических исследований методом лазерной абляции с индукционно-связанной плазмой и масс-спектрометрическим окончанием (LA-ICPMS) из фракций > 85 мкм было случайным образом отобрано около 150-250 зерен циркона для каждого образца. U-Th-Pb LA-ICP-MS анализы детритовых цирконов были выполнены в Институте наук о Земле Академии Синика, Тайпей, Тайвань и в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня, Тайпей.

Было исследовано 580 кристаллов цирконов из пяти образцов и получено 396 конкордантных [14] определений возраста, которые использовались при построении гистограмм, кривых относительной вероятности возрастов, вычислении их пиков [11, 17].

Сравнение полученных геохронологических данных для отдельных образцов по программе "Overlap – Similarity Programm" [11] показало, что, несмотря на некоторые различия, сходство возрастов детритовых цирконов из различных массивов Северного Казахстана составляет 0.792–0.882, а перекрытие варьирует от 0.715 до 0.904.

Конкордантные возрасты детритовых цирконов из шлихов массивов Северного Казахстана находятся преимущественно в интервалах 1011-1547, 1600-1965, 2565-2579, 2655-2773, 2822-2869 млн лет с пиками возрастов 1121 (n = 31), 1197 (n = 34), 1256 (n = 33), 1331 (n = 58), 1458 (n = 78), 1647 (n = 2), 1778 (n = 8), 1859 (n = 10), 1920 (n = 13), 2705 (n = 12) и 2844 (n = 3) млн лет. Отдельные зерна имеют раннепротерозойские

(1984–2061 и 2463 млн лет) и неоархейские (2547–2597 млн лет) величины конкордантных возрастов, которые не образуют статистически значимых пиков.

Полученные данные свидетельствуют о том, что источниками сноса при накоплении кварцито-сланцевых толщ массивов Северного Казахстана являлись образования мезопротерозойских, палеопротерозойских и неоархейских комплексов. Нижний возрастной предел накопления кварцито-сланцевый толщ оценивается в 1.06–1.08 млрд лет (статистически значимые пики возрастов для детритовых цирконов из рудопроявлений Кокчетавского и Ерементау-Ниязского массивов).

Таким образом, имеющиеся в настоящее время геохронологические данные позволяют предполагать, что Кокчетавский, Ишкеольмесский и Ерементау-Ниязский сиалические массивы в позднем мезопротерозое представляли собой единый когерентный блок континентальной коры, характеризующийся одинаковыми условиями осадконакопления и питающими провинциями.

Можно предполагать, что источниками цирконов с возрастами в интервале 1.06–1.38 млрд лет являлись кислые вулканиты и гранитоиды, подобные докембрийским вулканитам и гранитоидам Кокчетавского [6, 7] и Северо-Тяньшаньского [3, 12] массивов.

Необходимо подчеркнуть, что массивов Северного Казахстана характерны статистически значимые пики с возрастами около 1.46 и 1.65 млрд. лет, а также 1.78, 1.86, 1.92, 2.70 и 2.84 млн. лет. Образования таких возрастов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в настоящее время не установлены. Можно предполагать, что они были полностью эродированы или перекрыты более молодыми толщами и слагают погребенный фундамент микроконтинентов западного сегмента этого складчатого пояса. Необходимо отметить, что установленные мезопротерозойские и палеопротерозойские возрасты детритовых цирконов массивов Северного Казахстана имеют наибольшее сходство с событиями, проявленными в пределах Лаврентии [10] и не характерны для Таримского кратона [16]. Они в первом приближении совпадают с формированием и распадом суперконтинента Колумбия/Нуна (около 1650-1580 и 1450-1380 млн лет назад) [15] и образованием суперконтинента Родиния в интервале 1300-900 млн лет [13].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 14-05-92000 ННС_а, 14-05-00924,), гранта Президента РФ (МК-766.2013.5) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов земли в неогее».

Литература

1. Геология Северного Казахстана (стратиграфия). Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.

2. Данилов Ю.С., Панкратова Н.Л. Докембрийские циркон-рутиловые россыпи Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан) // Известия АН Каз.ССР. Сер. Геол., 1965. № 1. С. 21–34.

3. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В. и др. Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): структурное положение, строение и обоснование возраста // ДАН. 2011. Т. 441. № 2. С. 219–223.

4. Лыдка К., Филатова Л.И. Главные черты литостратиграфии кокчетавской серии протерозоя Кокчетавского массива // Литология и полезные ископаемые. 1982. №4. С. 130–136.

5. Спиридонов Э.М. О толщах кварцитов среднего и верхнего рифея Северного Казахстана // Бюлл. Моск. О-ва Испытателей Природы. Отд. Геол. 1987. Т. 62. Вып. 2. С. 71–77.

6. *Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е. и др.* Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 438. № 5. С. 644–648.

7. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др. Среднерифейские гнейсо-граниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Доклады Академии Наук. 2011б. Т. 440. № 4. С. 511–515.

8. *Филатова Л.И.* Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.

9. Филатова Л.И., Гвоздик Н.И., Зубаткина Г.М. К стратиграфии протерозоя Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 15–29.

10. Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon age spectra // Gondwana Research. 2009. V. 15. P. 228–242.

11. *Gehrels G.* // Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances. Wiley-Blackwell. 2011. P. 47-62.

12. *Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y. et al.* Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Research. 2013. V. 23. P. 272-295.

13. *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179-210.

14. *Ludwig K.R.* Isoplot v. 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication, No. 4. Berkeley Geochronology Center. 2008. 76 p.

15. *Pisarevsky S.A., Elming S-Å., Pesonen L.J., Li Z-X.* Mesoproterozoic paleogeography: supercontinent and beyond // Precambrian Research. 2014. V. 24. P. 207-225.

16. *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V. et al.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Research. 2014. V. 26. P. 957-974.

17. *Sircombe K.* AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions // Computers & Geosciences. 2004. V. 30. P. 21-31.

В.Г. Трифонов, С.Ю. Соколов, Д.М. Бачманов, Т.П. Иванова¹

Новейшее горообразование и тектоника мантийных течений

Многолетнее изучение новейших (олигоцен-четвертичных) вертикальных движений в Альпийско-Гималайском орогеническом поясе показало, что эти движения происходили в две стадии. В течение продолжительной первой стадии, которая продолжалась с олигоцена до конца миоцена, а местами до середины и даже конца плиоцена, формировались локальные поднятия как результат изостатической компенсации утолщения коры в зонах концентрации коллизионного сжатия. Судя по составу сносимого с поднятий обломочного материала и редким оценкам глубин разновозрастных врезов на их склонах, эти поднятия были, как правило, не выше среднегорных (до ~1500 м). Направление максимального сжатия изменялось в течение первой стадии от ССЗ–ЮЮВ с конца эоцена до начала миоцена к СВ–ЮЗ в конце раннего и среднем миоцене и вновь ССЗ–ЮЮВ до меридионального в позднем миоцене и раннем плиоцене. Соответственно, поднятия возникали в разных местах, и в целом их площадь нарастала.

В течение короткой второй стадии, начавшейся в плиоцене, а местами только плейстоцене (последние 2–5 млн лет), высота гор возросла в 2–3 раза и сформировался современный горный рельеф пояса. Это ускорение тектонического подъёма нельзя объяснить усилением сжатия. В

¹ Геологический институт РАН, Москва

некоторых регионах (Большой Кавказ, Карпаты, Альпы) сжатие ослабело по сравнению с предшествовавшей эпохой интенсивных складчатонадвиговых деформаций. Но даже там, где сжатие усилилось (Гималаи, Памир, Тянь-Шань и некоторые другие горные системы), его возросшие скорости могли обеспечить не более 20–50% реального поднятия. Остальное явилось изостатической компенсацией разуплотнения низов коры и верхов мантии под двояким воздействием астеносферы. Во-первых, как отмечал Е.В. Артюшков, произошло частичное замещение отслоенной литосферной мантии, вместе с содержащимися в ней высоко метаморфизованными породами корового происхождения, менее плотным и более горячим астеносферным веществом. Во-вторых, менее плотные метаморфические породы в низах коры и близ границы кора-мантия, испытали ретроградный метаморфизм под воздействием охлаждённых астеносферных флюидов, что стало причиной их разуплотнения.

Анализ сейсмотомографических данных выявил две важные особенности строения мантии под Альпийско-Гималайским поясом. Во-первых, под его восточным (Индонезийским) сегментом, где субдукция продолжается до сих пор, высокоскоростные субдуцированные слэбы выполаживаются на глубинах около 400–700 км, и эти субгоризонтальные линзы продолжаются под верхнюю мантию континентов. Подобные субгоризонтальные продолжения слэбов известны на активных окраинах северо-западной Пацифики, где получили названия stagnant slabs, или big mantle wedges (BMW). Во-вторых, под более западными, горными, сегментами пояса выявлен субгоризонтальный подлитосферный верхнемантийный слой с пониженными скоростями сейсмических волн (горячий и менее плотный), распространяющийся под весь современный горный пояс от Эфиопско-Афарского суперплюма – области пониженных скоростей сейсмических волн, прослеженной от низов мантии.

Мы предполагаем, что удлинённый Эфиопско-Афарский суперплюм развивался более или менее стационарно, по меньшей мере, с конца палеозоя. Фрагменты литосферы движущихся гондванских плит, оказавшиеся над суперплюмом, испытывали рифтинг, перераставший в спрединг, сформировший океан Тетис. Потоки астеносферного вещества увлекали эти фрагменты в сторону Евразии, где океанская литосфера Тетиса субдуцировала, а фрагменты гондванских плит причленялись к Евразии. В результате на месте будущего орогенического пояса возникла серия микроплит, разделённых сутурами, аккреционными клиньями и магматическими телами разных стадий развития Тетиса. Судя по немногим сохранившимся признакам, нынешние горные сегменты пояса первоначально имели строение верхней мантии, сходное с современной структурой мантии Индонезийского сегмента, т.е. под ними субдуцированные слэбы также переходили на глубинах 400–700 км в BMW, распространявшиеся под будущий пояс.

Закрытие Тетиса и коллизия Евразийской и гондванских плит замедлила их сближение, но горячие астеносферные потоки от Эфиопско-Афарского суперплюма продолжили прежнее движение и постепенно распространились под весь орогенический пояс. В процессе движения потоки перерабатывали структуры верхней мантии, в том числе и ВМW, располагавшиеся на уровне переходного слоя мантии 400–700 км и являвшиеся потенциальным источником водных флюидов. Обогащение астеносферных потоков водными флюидами имело важные последствия. Активизированная таким образом астеносфера или её флюиды воздействовали на литосферу, вызывая её расслоение. Это обеспечило значительные латеральные перемещения и деформационное утолщение земной коры, приведшее к локальным поднятиям в областях концентрации деформации сжатия. В течение первой стадии горообразования это было единственным или, по крайней мере, главным источником поднятия.

Во вторую стадию горообразования (последние 5–2 млн лет) под консолидированной к этому времени земной корой пояса деформационное воздействие подлитосферных потоков и их флюидов усилилось двумя процессами: во-первых частичным замещением литосферы астеносферой и, во-вторых, ретроградным метаморфизмом высоко метаморфизованных пород корового происхождения. Оба процесса привели к разуплотнению соответствующих объёмов литосферы и, как следствие, дополнительному тектоническому поднятию в плиоцен-четвертичное время.

Определяющая роль в этой модели эволюции Альпийско-Гималайского пояса принадлежит подлитосферным верхнемантийным потокам, распространяющимся от Эфиопско-Афарского суперплюма. Чтобы определить, в какой мере эта модель может быть применима к другим территориям, мы проанализировали имеющиеся данные неотектоники и сейсмической томографии. Оказалось, что другие современные горные пояса, как то Алтайско-Становой, северо-востока Азии, запада Северной и Южной Америки, также демонстрируют признаки усиления восходящих движений в плиоцен-квартере. Анализ глобальных сейсмотомографических данных выявил несколько суперплюмов и распространяющихся от них верхнемантийных потоков с пониженными скоростями сейсмических волн. Крупнейшим из них является Тихоокеанский суперплюм, восточный верхнемантийный поток от которого достигает Восточно-Тихоокеанской системы спрединга. Верхняя часть другого суперплюма находится под островами Зелёного мыса. Отходящий от него верхнемантийный поток достигает Срединно-Атлантической системы спрединга. Ещё один суперплюм проецируется своей верхней частью на район Исландии. Под другими сегментами Срединно-Атлантической системы спрединга низкоскоростные («горячие») объёмы пород, очевидные на уровне литосферы и верхов астеносферы, исчезают на глубинах до 200–300 км.

На основе проанализированных данных предлагается следующая глобальная тектоническая модель, названная тектоникой мантийных течений. Литосферные плиты движутся подлитосферными верхнемантийными потоками из-за вязкого трения на подошве литосферы. Потоки распространяются от суперплюмов, которые представляют собой восходящие ветви общемантийной конвекции. Как правило, литосферные зоны спрединга не совпадают с суперплюмами. Эти зоны возникают в ослабленных участках неоднородной литосферы. Вулканизм MORB не определяется суперплюмами, а является вынужденным результатом адиобатического плавления верхов астеносферы и литосферы в результате растяжения, связанного с неравномерным движением плит. Поскольку большинство субдуцируемых слэбов трансформируется в BMW на глубинах около 400–700 км, только часть субдуцируемого материала достигает нижней мантии, и эта часть недостаточна, чтобы компенировать наращивание литосферы в зонах спрединга. Нисходящие ветви общемантийной конвекции представлены не только такими слэбами, но и погружающимися объёмами деплетированной и плотной литосферной мантии с фрагментами высоко метаморфизованных базитов корового происхождения под древними кратонами и зонами коллизии. Реликты таких относительно высокоскоростных объёмов обнаруживаются в нижней мантии.

Плейт-тектонический механизм является главным, но не единственным результатом верхнемантийных течений. Его дополняют тектонические процессы, обусловленные фазовыми и минеральными преобразованиями пород мантии и низов коры, образованием BMW и их флюидным потенциалом. Воздействие BMW на тектоническое развитие многообразно. Их исследование на северо-востоке Азии привело Н.Л. Добрецова, Д.Жао, А.В. Иванова и других к представлениям о существовании особой верхнемантийной конвекции, выраженной в мантийном диапиризме и внутриплитном вулканизме. Конвективные течения могли вызвать деформационное утолщение коры, которое в сочетании с разуплотнением пород под воздействием мантийных флюидов обусловило, по мнению Е.В. Артюшкова, позднекайнозойское поднятие и образование горного рельефа. В Альпийско-Гималайском поясе, как показано выше, переработка обогащённых флюидами BMW верхнемантийными потоками, распространявшимися от Эфиопско-Афарского суперплюма, результировалась разуплотнением верхов мантии и низов коры, что в плиоценквартере резко усилило тектонический подъём и привело к образованию современных горных систем. Эти процессы наиболее ярко проявились в Центральной Азии, где литосфера была особенно сильно утолщена коллизионными деформациями и обогащена реликтами прежней океанской литосферы Тетиса. В Средиземноморской части пояса, где литосфера сохранила значительные неоднородности, поднятие горных хребтов сочеталось с опусканием впадин. Их происхождение М.А. Гончаров и его коллеги связали с мантийным диапиризмом, который, в свою очередь, определяется латеральными верхнемантийными потоками.

<u>В.М. Трубихин</u>¹, О.В. Пилипенко²

К вопросу о транскавказской фазе складчатости в позднем плейстоцене

Настоящая работа посвящена фазе тектонической активизации во второй половине позднего неоплейстоцена Понто-Каспийской области. Это тектоническое событие отмечалось разными исследователями и ранее. Однако, как нам кажется, ему не придавали должного значения.

В работе [Островский и др., 1977] был проведен анализ высот четвертичных морских террас черноморского побережья Кавказа. Из этой работы следует, что между временем формирования карангатской и сурожской террас имела место активизация тектонических движений. Попов Г.И. [Попов, 1983] прямо связывал «Великую хвалынскую трансгрессию» с усилением тектонической активности в Кавказском регионе. О том же писал и один из соавторов данной работы [Трубихин, 1987].

Необходимо было установить синхронность этого события и локализовать его во времени. Это удалось сделать в процессе изучения аномальных горизонтов геомагнитного поля эпохи Брюнес. Выяснилось, что в нижней части карангата Черноморского бассейна и верхнего хазара (геркана) Каспия располагается аномальный горизонт Блейк, а в нижней части сурожских (Черноморский бассейн) и хвалынских (Каспий бассейн) отложений – аномальный горизонт Роксоланы.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия ² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

Морские отложения карангата и верхнего хазара (гиркана) отвечают пятой изотопно-кислородной стадии, дислоцированны и имеют возраст кровли примерно 80 тыс. лет по U/Th и OSL методам [Додонов, 2002; Пилипенко О.В. и др., 2010]. Сурожские и хвалынские отложения отвечают третьей изотопно-кислородной стадии, не дислоцированы и залегают на подстилающих отложениях с перерывом и угловым несогласием (см. рис.). Возраст их подошвы определен уран-ториевым методом и равен около 50 тыс. лет [Островский и др., 1977]. Подобная картина наблюдается в разрезах от Керченского п-ова до Западной Туркмении.

Таким образом, транскавказское тектоническое событие – фаза складчатости, приводящая к появлению структурной границы с угловым несогласием, локализуется в интервале примерно 80–50 тыс. лет, то есть имеет продолжительность около 25–30 тыс. лет.

Конечно, интенсивность тектонических движений была различна в разных регионах. Если в Керчь-Таманском регионе угловое несогласие всего 5–7°, то в разрезе Караджа оно 60° и более (см. рис.).

В разрезе Караджа мы можем «насытить» этот интервал продолжительностью 25–30 тыс. лет геологическими событиями. Хребет Караджа расположен в северном борту Куринской депрессии и представляет собой антиклиналь, в ядре которой обнажаются отложения верхнего апшерона. Ее северное крыло по разлому надвинуто на погруженное южное крыло, так что мы имеем практически моноклиналь. Хребет возвышается над окружающей равниной более чем на 300 м.

Ближе к осевой части хребта на сильно дислоцированных морских отложениях плейстоцена залегает слабо дислоцированная (прим. 15°) толща делювиально-пролювиальных отложений, мощностью примерно 10–15 м, и уже в них (?) врезаны горизонтально залегающие морские отложения хвалынской террасы.

Таким образом, в течение интервала 25–30 тыс. лет произошли следующие события:

 сформировалась антиклинальная складка в виде положительной формы рельефа;

 антиклинальная складка была в значительной степени эродирована и на выровненной поверхности сформировался плащ покровных отложений;

 продолжающиеся тектонические движения дислоцировали эти покровные отложения;

– и только после этого в тело хребта была вложена морская хвалынская терраса.

Необходимо отметить еще одно обстоятельство: активизация тектонических движений началась в этом регионе еще раньше, примерно 2.5 млн лет назад и шла по нарастающей. Так что рассматриваемый здесь





Угловое несогласие в вехней части верхнего плейстоцена разрезов Караджа и Тузла (Таманский п-ов)

эпизод тектонической активности является, скорее всего, кульминацией этого процесса.

Авторы работы выражают глубокую признательность Российскому фонду фундаментальных исследований за финансовую поддержку проекта 13-05-00431.

Литература

1. Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии. Стратиграфия, корреляция, палеогеография //Труды геологического института. М.: ГЕОС, 2002. Вып. 546. С. 250.

2. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61–68.

3. Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н., Байлаэрт Ж.-П. Отклик петромагнитной записи на изменения окружающей среды в позднем Плейстоцене // Физика Земли. 2010. № 12. С. 37–49.

4. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

5. *Трубихин В.М.* Палеомагнитный метод и датирования региональных геологических событий Понто-Каспия. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 150–157.

Формирование Японского и Охотского морей – следствие структурообразующего течения коровых масс

На основе учения о тектонической расслоенности литосферы с формированием парных структур фронтального скучивания и тылового оттока масс, названных А.В. Пейве структурообразующим течением коровых масс, рассмотрено формирование Японского и Охотского морей.

Главные элементы инфраструктуры Японского региона (рис. 1): Сихотэ-Алинская (СА) и Восточно-Японская (ВЯ) сдвиговые зоны, Центрально-Японский (ЦЯ) рифт (тыловое тектоническое растяжение), Южно-Японский (ЮЯ) пояс сжатия (фронтальное тектоническое скучивание). СА зона сдвигов (суммарная амплитуда не менее 500 км [2]) и ВЯ (амплитуда около 800 км [3]) прерывисто-непрерывно были активны в позднем мелу-кайнозое, отражая время длительного раскрытия ЦЯ рифта, как дуплекса растяжения этих несоосных левосдвиговых зон. Раскрытие происходило в результате смещения Юго-Западной Японии на юг вдоль ВЯ зоны (см. рис. 1). В процессе ее отрыва от континента и перемещения на юг возникало латеральное фронтальное сжатие с наложением на домеловые комплексы Японии мелового динамоморфизма и развитием чешуйчато-надвиговых фронтальных структур тектонического скучивания и воздымание масс, что определяло разрастание области седиментации с формированием зонального пояса Шиманто с тектоностратиграфическим наращиванием в сторону океана (см. рис. 1). В горах Акаиши пояс срезан и растащен по системе левых сдвигов ATL, STL, ISTL (см. рис. 1), демонстрируя позднемиоценовый этап [4 и др.], а, возможно, и более позднюю активизацию левых сдвигов, что проявлено в новейшей морфологии дна акватории к югу от Японии (рис. 1, врезка). Здесь эти сдвиги морфологически уверенно прослеживаются до края континента, левосторонне смещают его нависающий край и, не проникая ниже базового надвига (предполагаемой зоны субдукции океанической коры), формируют фронтальную чешуйчато-надвиговую структуру скучивания масс с образованием крутого северо-западного борта трога Нанкай, который является структурно-кинематическим аналогом пояса Шиманто с его системой листрических надвигов, с южной вергентностью.

Японское море отделяется от Охотского Хоккайдо-Сахалинской (ХС) рифтогенной зоной, представленной рифтами (см. рис. 1), которые при ширине до 50–100 км прослеживаются до 1000 и более км и характери-

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток



Рис. 1. Морфология и кинематика структурообразующего течения коровых масс Япономорского региона.

1 – сдвиго-раздвиговые границы рифтогенной глубоководной впадины с океанической корой; 2 – сдвиговые зоны и составляющие их сдвиги (в скобках): СА – Сихотэ-Алинская (ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, В – Восточно-Сихотэ-Алинский, А – Арсеньевский, У – Уссурийский, П – Прибрежный), ВЯ – Восточно-Японская (ТГ – Танакура, FF – Футаба, НІГ – Хутокабэ-Ирия, ISTL – Итоигава-Шизуока, АТL – Акаипии, STL - Сасауама); 3 – Южно-Японский (ЮЯ) и Западно-Охотский (ЗО) пояса фронтального сжатия; 4-7 – тектоно-стратиграфическое зональное строение юго-западной Японии: древний массив Хида (4), преимущественно каменноугольно-триасовые комплексы (5), юрский-раннемеловой комплекс с наложенным меловым динамометаморфизмом (6), 7 – мел-кайнозойский пояс Шиманто: северный мел-кайнозойский пояс (а), южный палеоген-раннемиоценовый пояс (б); 8 – направление смещения Юго-Западной Японии; 9 – подводные поднятия с

континентальной корой; 10-11 – структуры сжатия (парагенезы левых сдвигов Сихотэ-Алиня): системы взбросо-надвигов (10), Сихотэ-Алинская чешуйчато-складчатая система (11); 12 – Восточно-Азиатский кратоноген; 13-15 – Хоккайдо-Сахалинская система рифтов: Западно-Сахалинский (13), Ребун-Манеронский (14), Татарский (15); 16 – направление растяжений рифтов; 17 – зоны Беньофа (предполагаемой субдукции океанических плит); 18 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 19 – пояс базальтоидов Татарского рифта; 20 - направление ротационных сил. <u>Врезка.</u> 1 – сдвиги (FTL, STL, ISTL); 2 – пологая зона срыва континентальной литопластины с формированием фронтальной чешуйчато-надвиговой структуры скучивания масс; 3 – Срединная Тектоническая Линия (MTL)

зуются прерывисто-непрерывным раскрытием в позднем мелу-кайнозое. Рифты размещены в тылу Сихотэ-Алинской сдвиговой системы, левосдвиговая активность которой синхронна раскрытию рифтов, что предполагает формирование рифтов как тыловых структур растяжения сдвигов. Инверсия Западно-Сахалинского рифта в структуру сжатия началась в позднем кайнозое, продолжается до настоящего времени и, повидимому, является следствием латерального ЮЗ сжатия, генерированного смещением блоков коры в этом направлении вдоль транзитных СВ левых сдвигов Чукотско-Камчатской системы, прослеживающихся до ХС рифтов, но не пересекающих их. Кайнозойская левосдвиговая активизация этих сдвигов сопровождалась синхронным формированием парных структур тылового растяжения (Южно-Охотский рифт) и фронтального скучивания коровых масс (Западно-Охотский пояс сжатия) (см. рис. 1) с развитием системы чешуйчато-надвиговых структур, ограниченных с флангов левыми сдвигами и вергентных на ЮЗ (рис. 2). Разного состава чешуи свидетельствуют о вовлечении в скучивание широкого спектра образований от терригенно-туфогенных, кремнисто-глинистых до океанических комплексов (перидотиты, серпентиниты) с возрастом от раннемеловых до палеогеновых. Доминирующий возраст меланжей (середина среднего эоцена) указывает на главный эпизод тектонического скучивания. Важным структурным элементом строения Западно-Охотского пояса сжатия является и Камуикотан-Сусунайский пояс чешуирования и динамометаморфизма (см. рис. 1). В чешуирование вовлечены образования от раннемезозойских до позднемеловых и раннепалеогеновых, представленных комплексами океанической и континентальной коры, указывающими на тектонические срывы литопластин разной глубинности с вергентностью на ЮЗ. Пояс характеризуется интенсивным зональным тектоническим рассланцеванием пород с метаморфическими преобразованиями разной степени: от зеленосланцевых, голубосланцевых до эпидот-амфиболитовых фаций [1]. Возможно, при латеральном сжатии тектоническое рассланцевание генерировало тепло-





 1 – миоценовые конгломераты; 2-5 – чешуи Чайкинского аллохтона (компан-ранний палеоцен): 2 – флишево-пеллитовая, 3 – туфопесчаная, 4 – пестроцветная туфогенная, 5 – кремнисто-глинистая; 6-8 – меланж (середина среднего эоцена): 6 – терригенный и полимиктовый, 7 – пластина олистострома (ранний-поздний мел), 8 – перидотиты, серпентениты (ранний мел); 9 – надвиги и взбросы; 10 – сдвиги вую энергию с температурами, достаточными для метаморфических преобразований пород и, особенно, если динаморассланцевание протекало скоротечно (импульсно).

Литература

1. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Сахалинское кн. изд-во. 2004. 192 с.

2. Уткин В.П. Геодинамика растяжений земной коры в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Геотектоника. 1985. № 1. С. 73-87.

3. *Otsuki K*. Oblique subduction, collision of microcontinents and subduction of oceanic ridge: Their implications on the Cretaceous tectonics of Japan // The Island Arc. 1992. V. 1. P. 51-63.

4. *Tanabe H., Kano K.* IIIite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 56-68.

<u>А.М. Фетисова^{1,2}</u>, М.Е. Эванс³, В.Э. Павлов^{1,4}, Р.В. Веселовский^{1,2}

Результаты палеомагнитных исследований верхнепермских осадочных пород юга Франции и их значение для проверки гипотезы центрального осевого диполя на границе палеозоя и мезозоя

Гипотеза центрального осевого диполя является одним из основных положений палеомагнитологии. Ее справедливость достаточно убедительно показана для последних 5 млн лет, однако отдельные исследователи ставят предположение о дипольности геомагнитного поля для более древних интервалов геологического времени под сомнение. В частности, рядом авторов высказывались сомнения в дипольной структуре геомагнитного поля около 250 млн лет назад, на границе палеозойской и мезозойской эр. Особый интерес к этому интервалу геологического вре-

¹ Институт Физики Земли имени О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

² МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Университет Альберты, США

⁴ Казанский Федеральный Университет, Казань, Россия

мени обусловлен в том числе и потому, что к нему приурочено несколько событий планетарного масштаба: окончание пермско-каменоугольного суперхрона обратной полярности, продолжительность которого составляет более 50 млн лет [1], образование суперконтинента Пангея и крупнейшее позднепермское массовое вымирание.

Главным условием тестирования гипотезы центрального осевого диполя для любых интервалов геологического времени является наличие надежных палеомагнитных данных. С целью получения дополнительных палеомагнитных данных для границы перми-триаса стабильной Европы нами были изучены верхнепермские и нижнетриасовые осадочные разрезы юга Франции, в ходе которых было опробовано четыре разреза (La Lieude, Gonfaron, Les Arc, Le Muy), сложенных преимущественно красноцветными песчаниками и алевролитами. Всего было отобрано 416 образцов из разреза суммарной мощностью около 280 м. Все образцы были подвергнуты детальной температурной чистке, компонентный анализ результатов которой позволил выделить древнюю биполярную компоненту намагниченности в большей части исследованных образцов. Результаты по двум из изученных объектов (La Lieude и Gonfaron) составляют положительный тест складки, а направление биполярной компоненты намагниченности пород в разрезе Les Arcs проходит тест обращения. Благодаря тому, что количество образцов для разреза Gonfaron превысило 100 шт., стало возможным произвести оценку занижения наклонения в этих породах методом Elongation/Inclination [2]; полученный коэффициент занижения наклонения f составляет 0.81, что, с учетом низких значений наклонений для приэкваториальных широт, вносит корректировку в направление менее, чем 1.3° дуги большого круга. Для двух наиболее мощных и детально опробованных разрезов La Lieude (127 м, N= 127) и Gonfaron (101 м, N=132) рассчитаны виртуальные гео-магнитные полюсы (Plat=50.5°; Plong=168.4°; A95=2.4°; K=48.6 и Plat=52.5°; Plong=169.5°; K=79.7, соответственно).

С использованием отобранных имеющихся палеомагнитных определений для границы перми-триаса по югу Франции, представленных в Глобальной палеомагнитной базе данных (IAGA) и освещенных в литературе, и двух определений, полученным в ходе настоящих исследований (разрезы La Lieude и Gonfaron), был рассчитан новый пермотриасовый палеомагнитный полюс стабильной Европы (Plat=49°N, Plong=161°E, N=9, A95=4°). Полученный полюс хорошо согласуется с так называемым «истинным дипольным полюсом» (Plat=50°N, Plong=163°E, A95=4°), полученным по другим геологическим объектам при использовании метода пересечения больших кругов [3]. Близость пермо-триасовых палеомагнитных полюсов, представляющих два независимых друг от друга результата, полученных по разным объектам и с использованием разных методик, определенно указывает на справедливость модели центрального осевого диполя для границы перми-триаса. Однако достигнутая точность метода все же допускает наличие незначительного (менее 10% от дипольной составляющей) вклада недипольных компонент в магнитное поле Земли того времени.

Исследования выполняются при поддержке гранта Правительства Российской Федерации № 14.Z50.31.0017.

Литература

1. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G.* The Geological Time Scale // Elsevier. 2012. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00005-6.

2. *Tauxe L., Kent D.V.* A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar? // Geophys. Monogr. 2004. V. 145. P. 101–116.

3. *Bazhenov M.L., Shatsillo A.V.* Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model // Geophys. J. Int. 2010. V. 180. P. 136–146. http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04379.x.

<u>А.В. Хохлов¹</u>

Вековые вариации и палеомагнитные данные; новые методы и результаты

Предмет рассмотрения. Характеристики магнитного поля за длительный период времени принято давать в спектральных терминах. Например, Гипотеза Осевого Диполя утверждает, что осреднение всех направлений будет совпадать с направлением осевого диполя, в терминах статистики это гипотеза о математическом ожидании величины, которая наблюдается за длительный период времени. Разумеется, операция усреднения имеет смысл, только если за это время процесс предполагается стационарным, аккуратная формулировка подобных гипотез, предложенная Констабль и Паркером [2], называется моделью стационарного Большого Гауссовского Процесса, она состоит в задании таблицы коэф-

¹ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН

фициентов спектрального разложения поля (дипольные члены, квадрупольные и т.д.), рассматриваемых как случайные величины (каждый коэффициент приводится вместе со своим мат. ожиданием и дисперсией), также предполагается, что все законы распределения гауссовские. Чтобы конкретную модель принять или отвергнуть надо научиться сравнивать эту модель с реальными палеомагнитными данными. Основная трудность таких сравнений состоит в правильном учете того, что экспериментальные данные имеют геометрическую, а не числовую природу, что данные направлений содержат ошибки и, наконец, что данные в разных географических точках с точки зрения модели должны быть устроены весьма по-разному. Действительно, если варьировать спектральные члены в рамках заданных моделью уклонений, то даже визуально картины возможных направлений в несовпадающих географических точках сильно различаются. Разработанный общий поход тестирования моделей относительно палеомагнитных данных был недавно опубликован, см. [3]. Отметим еще, что результат сравнения (то есть противоречит модель ли данным или нет) достаточно сильно зависит от качества данных, выраженного, например, для направлений в терминах угла а95.

Интересный результат сравнения моделей должен использовать достаточно большое и разнообразное множество разрезов, поскольку спектральные коэффициенты для глобального поля не могут быть вычислены исходя из поведения поля только в одном каком-то регионе. В работе [3] применение новой техники к реальным данным палеонаправлений эпохи Брюнес выделяет всего одну модель вековых вариаций QC (Quideller, Courtillot), которая с хорошей точностью соответствует данным по направлениям, также можно считать правдоподобной модель TK (Tauxe, Kent); все прочие же модели вариаций весьма убедительно статистически опровергаются данными по направлениям. Конкретно в модель QC входит помимо дипольного еще и квадрупольный член с заведомо ненулевым математическим ожиданием, в частности это означает, что усреднение по направлением статистически достоверно не совпадает с осевым диполем. Отметим, что в модели TK это не так: усреднение многих данных соответствует осевому диполю.

Поскольку векторные данные в палеомагнетизме представлены весьма и весьма бедно, то остается еще естественный вопрос о проверке этих моделей с учетом данных палеоинтенсивности. Для исследования была взята выборка из базы палеоинтенсивностей обсерватории «Борок», в выборку вошли 392 записи эпохи Брюнес, полученные не менее чем на трех образцах методом Телье с применением процедуры "check-points" и с относительной ошибкой определения не более 15%. При этом были отброшены определения с переходной и обратной полярностью. В результате селекции было получено всего 392 определения, география мест отбора и зависимость величин от времени достаточно оепрезентативна. Бо́льшая часть определений (233 определения, или 59\%) получена по образцам, отобранным в северном полушарии (Тихий океан, Гавайи плюс незначительное число образцов, выбуренных из океанического дна).

Результаты. Оказалось, что 90% реальных палеоинтенсивностей эпохи Брюнес с точки зрения модели ТК неоправданно велики или, что то же самое, модель вариаций предполагает слишком малые интенсивности, чем было в действительности. Формальный критерий сравнения данных и модели QC также указывает на несогласие данных и модели, однако природа этого несогласия совершенно иная: для почти 90\% интенсивностей мы видим очень хорошее согласие с моделью и лишь относительно небольшое число измерений оказались недопустимо малыми с точки зрения модели QC (что вообще говоря не означает их абсолютную малость, поскольку оценки проводятся с учетом статистик в каждой географической точке, и эти статистики сильно различаются между собой). Точнее, имеются 48 измерений интенсивности, которые при выравнивании дают значения с точки зрения модели маргинально малые (их вероятность менее 5%), а все остальные 344 измерения полностью согласуются с моделью QC.

Обсуждение результатов. Наблюдаемый факт слишком большого числа необычно малых интенсивностей в базе данных заставляет выдвинуть ряд предположений о природе этого явления. Во-первых, можно думать, что эти данные относятся к экскурсам. Однако, в данной коллекции есть датировки, пусть и неточные, не позволяющие это утверждать. Скорее всего, маргинальные интенсивности отражают не экскурсы, а либо они связаны с артефактами обработки, либо с особенностями работы геодинамо, либо модель Большого Гауссова Процесса неполна и не учитывает возможности реализации другого режима, с меньшей величиной среднего поля: впрочем непонятно, почему при исследовании направлений эти возможности никак себя не проявили. Поэтому в первую очередь следует рассмотреть возможность искажения данных артефактами, присущими определению палеонапряжённости по методике Телье. Здесь, в первую очередь, следует упомянуть возможность того, что при этих экспериментах мы имеем дело не с термоостаточной намагниченностью TRM, а с термохимической TCRM [4]. Не исключено, что и в нашем случае результаты Телье определений могли привести к заниженным величинам палеополя: этот вопрос требует дополнительного исследования, которое вполне осуществимо, поскольку тест выдает явный перечень подозрительно малых измерений.

Литература

1. Хохлов А.В. Моделирование вековых геомагнитных вариаций. Принципы и реализация} // Геофизические исследования. 2012. Т. 13, № 2. С. 50—61.

2. Constable C.G., Parker R.L. Statistics of the geomagnetic secular variation for the past 5-My // Geophys. J. Int. 1998. V. 93, B10. P. 11569—11581, doi: 10.1029/JB093iB10p11569

3. *Khokhlov A., Hulot G.* Probability uniformization and application to statistical palaeomagnetic field models and directional data} // Geophys. J. Int. 2013. V. 193, N 1. P. 110–121, doi: 10.1093/gji/ggs118

4. *Smirnov A., Tarduno J.* Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak? // J. Geophys Res. 2005. V. 110, B06103, DOI:10.1029/2004JB003445

Ю.Г. Цеховский¹

О пограничной мел-палеогеновой эпохе деструктивного тектогенеза (на примере Центральной и Восточной Евразии)

Для основного объекта исследований – Центральной Евразии показано, что от кампана или маастрихта до нижней половины эоцена платформенные области материка были пенепленизированы и покрыты корами выветривания, что обычно связывается геологами с эпохами тектонического покоя. На низменных или возвышенных холмистых равнинах здесь повсеместно накапливались продукты перемыва гумидных (латеритно-кварцево-каолиновых) или аридных (карбонатно-кварцевосмектитовых) кор выветривания, которые в прилегающих Южно-Русском, Туранском и Западно-Сибирском морях часто сменялись окремненными тонкотерригенными отложениями, а также толщами карбонатов и силицитов [6].

Было установлено, что характерной особенностью эпохи являлось интенсивное поступление в области осадконакопления продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности [6]. В это время маломощные (до 80 м) покровы базальтов формировались в Тянь-Шане, а также в

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

единичных пунктах на юге Туркмении, в Центральном Казахстане, Приишимье, Воронежской антеклизе, Джунгарском Ала-Тао, Минусинской впадине и на территории Воронежской антеклизы. Кроме того, с местными источниками вулканизма связывают песчаную вулканокластику, слои и прослои которой установлены в ряде районов Сибири, Казахстана, а также на территории Воронежской антеклизы.

Более широко в морских и континентальных отложениях многих регионов пограничной эпохи развита тонкая пирокластика, часто глинизированная, которую связывают как с удаленными, так и с местными очагами вулканизма. При интенсивном ее преобразовании (под воздействием гидротерм, наземного выветривания или гальмиролиза) образуется камуфлированная пирокластика. Она имеет широкое развитие в морских и континентальных отложениях и представлена глауконитом, смектитом, часто с выделениями опала, халцедона и цеолитов. Кроме того, с преобразованииями вулканических пеплов связано возникновение многих месторождений бентонитовых глин в Казахстане, Туркмении, а также на территории Поволжья и Воронежской антеклизы.

В характеризуемую эпоху активизация гидротермальной деятельности сопровождалась интенсивным поступлением глубинного кремнезема в осадочные бассейны [6]. Следы его циркуляции фиксируются наличием в палеоценовых и нижне-среднезоценовых отложениях многочисленных вертикальных кремнистых кластических даек (толщиною до 3 м), охарактеризованных в публикациях Р.Г. Гарецкого, К.Г. Каледы, В.Н. Холодова, В.И Муравьева.

На примере ряда локальных участков Северного Приаралья показано, что число этих даек достигает многих тысяч, а наиболее крупные эрозионные стенообразные их останцы на поверхности отложений тасаранской свиты хорошо видны даже с самолета. Разгрузка глубинного кремнезема в осадочные бассейны сопровождалась окремнением обломочных пород, а также формированием морских силицитов (диатомитов, трепелов, опок и кремней). Доказан важный вклад глубинного кремнезема в образование силицитов пограничной мел-палеогеновой эпохи, наряду с его поступлением из кор выветривания.

В последнее время появляется все больше данных в пользу гипотезы В.Н. Разумовой [2], согласно которой поступление гидротерм на земную поверхность усиливало экзогенные элювиальные процессы и способствовало формированию площадных кор выветривания.

Приведенные выше данные позволяют считать, что в пограничную мел-палеогеновую эпоху на платформах Центральной Евразии ослабление вертикальных тектонических движений и пенепленизация рельефа сопровождались усилением процессов растяжения земной коры. Это способствовало пенепленизации рельефа, формированию кор выветриваия, раскрытию разломов и активизировало поступление на земную поверхность глубинного вещества с гидротермами или с продуктами вулканизма.

Установлено, что в характеризуемую эпоху на платформах Восточной Евразии (как и в ее центральных районах) господствовали процессы растяжения земной коры. Они приводили к формированию пенепленов (с корами выветривания и зрелыми по составу продуктами их перемыва), а также местами сопровождались излияниями базальтов, достигающих мощности в сотни метров [7].

На крайней восточной окраине Евразийского материка (фрагменте Тихоокеанского подвижного пояса), охваченной в пограничную эпоху ларамийским тектогенезом, отмечается резкое усиление процессов растяжения [7]. По данным В.Г. Варнавского, Ю.Ф. Малышева, П.И. Федорова, Н.И. Филатовой и других авторов с ними связано возникновение поясов грабенов, многих рифтов, а также протяженного Восточно-Азиатского вулканического пояса и ряда вулканических дуг, где мощность базальтов составляет сотни и тысячи метров. В качестве характерного примера можно также привести прослеженный на значительной территории (от Чукотского полуострова до Сиамского залива) Восточно-Азиатский грабеновой пояс, имеющий ширину от 300 до 1000 км. Заложение рифтов отмечается на месте Чукотского, Южно-Китайского и других морей, в пределах Анадырской, Пенжинской впадин, на юге Корейско-Китайской платформы и в ряде других участков. При этом, на рассматриваемой территории исчезают пенеплены с корами выветривания, возникают горные массивы и накапливаются терригенные (нередко грубообломочные) отложения.

В то же время, для рубежа мела и палеогена на восточной подвижной окраине Евразийского материка отмечают относительно слабое проявление орогенеза и складчато-надвиговых деформаций, связанных с процессами сжатия [4, 5, 7]. Показательно, что во многих регионах (на территории Камчатки, Олюторской зоны Корякского нагорья и Чукотки) в пользу невысокой активности процессов сжатия ларамийского тектогенеза свидетельствует согласное залегание палеогеновых толщ на меловых отложениях, отсутствие складчато-надвиговых деформаций и проявление преимущественно блоковых движений [1].

Во многих публикациях [4, 5, 7], преимущественно на примере палеоценового интервала времени, показано доминирование процессов растяжения на всех континентах Земли. С ними были связаны пенепленизация рельефа (с формированием кор выветривания), а также активизация преимущественно базальтового вулканизма и заложение рифтов и поясов грабенов в основном на подвижных окраинах материков. Для этого времени субглобальное выравнивание суши разных материков отражено на литолого-палеогеографической карте [4], и подтверждается А.Б. Роновым с соавторами [3] крайне низкими средними значениями скоростей: эрозионного среза суши, денудации континентов, погружений или поднятий материков, седиментации (на континентах, континентальных окраинах и в океанах), а также небольшими объемами накопившихся отложений. Поверхность выравнивания мел-палеогеновой эпохи, охватившая огромную территорию всех материков, вслед за Лестером Кингом именуется: Великой Африканской – в Африке, Австралийской – в Австралии, Шулийской – в Северной Америке, Суламерийской – в Южной Америке, Хангайской или Бей-Тай – в Монголии и Китае [7].

Важно отметить, что в пограничную мел-палеогеновую эпоху процессы растяжения затронули и океанические районы, где также сопровождались усилением рифтообразования и базальтового вулканизма [4, 5, 7]. Многие авторы считают, что на рубеже мела и палеогена проявилась одна из наиболее крупных эпох рифтообразования в истории Земли. В то же время процессы сжатия земной коры (характерные преимущественно для Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов, где сопровождались орогенезом и складчато-надвиговыми деформациями ларамийского тектогенеза) играли второстепенную роль. Поэтому ларамийский тектогенез, по данным В.Е. Хаина и А.Н. Балуховского [5], характеризуется крайне низкими значения интенсивности складкообразования, сравнительно с австрийской, пиренейской, аттической и другими тектонически активными орогенными эпохами [4].

В результате проведенных исследований установлено, что в геологической истории Земли на рубеже мела и палеогена проявилась эпоха деструктивного тектогенеза с доминированием процессов растяжения земной коры. Несмотря на субглобальное выравнивание поверхности материков, эту эпоху не следует относить к категории тектонически спокойных. Геодинамика данной эпохи (характеризующаяся активизацией разломов, заложением грабенов и рифтов, усилением вулканической и гидротермальной деятельности) позволят отличать ее от австрийской, пиренейской и других орогенных эпох конструктивного тектогенеза, где доминировали процессы сжатия земной коры.

Литература

1. Гладенков Ю.Б. Проявление фаз тектогенеза в кайнозое Северо-Западной Пацифики // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 1–7. 2. Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 155 с.

3. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океане за последние 150 млн лет // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 3–11.

4. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Атлас литолого-палеогеографических карт мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов. Л.: Изд-во АН СССР, 1989. 79 с.

5. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: АВИАР, 1993. 448 с.

6. Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев Н.Г., Ахметьев М.А. Раннекайнозойское осадконакопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенепленизации рельефа. Статья 1. Палеогеография и вулканизм // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 1. С. 14–26. Ст. 2. Накопление силицитов и гидротермальная деятельность // Там же, 1996. Т. 71. Вып. 3. С. 31–42.

7. Цеховский Ю.Г., Ахметьев М.А. Ландшфты, осадконакопление, с элементами геодинамики контрастных эпох тектогенеза. Статья 1. Ларамийская эпоха // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 1. С. 3–15.

Д.Е. Трапезников, <u>И.И. Чайковский¹</u>

О природе псевдодиапировых структур западного борта Соликамской впадины

Верхнекамское месторождение локализовано в Соликамской впадине Предуральского краевого прогиба. С запада впадина отделена от платформы Красноуфимским разломом, с востока – Западно-Уральской зоной складчатости. Было показано, что наблюдаемая сложная структура и складчатость центральной и восточной части месторождения обусловлены главным образом гравитационным скольжением [1, 4] и течением соляных масс к центру впадины, в меньшей мере – формированием субширотных синседиментационных сбросо-сдвигов, а также центростремительным проскальзыванием надсолевых толщ [4].

Изыскания в районе Соликамского гидроузла [2] позволили вскрыть в западной части месторождения другой тип соляных структур относи-

¹ Горный институт УрО РАН, г. Пермь, Россия

мых к диапирам, которые были связаны со всплыванием солей с нижних горизонтов, за счет эрозионной деятельности р. Камы и уменьшающейся мощности надсолевых пород в пределах ее долины. Однако соляная залежь локализована на малых (100–500) глубинах, что ограничивает возможность проявления процессов гравитационной адвекции, которые реализуются глубже 1–1,5 км.

Анализ существующих представлений о механизме формирования диапировых структур показывает, что по своему происхождению их делят на три типа [6]. Первые, «пассивные», объясняются воздействием лишь литостатической нагрузки вышележащих толщ. Вторые, «реактивные», связываются с всплыванием солей при раздвиге вышележащих толщ характерном для рифтовых структур. Третьи, «активные», объясняются протыканием соляными массами сводов антиклинальных структур при продольном сжатии. Поднятия в кровли соли могут формироваться и при поперечном перегибе залежи при блоковых подвижках в фундаменте [3], а также в автохтонном крыле листрических сбросов – roller-rollover структур [5].

Построение разрезов вдоль всей западной окраины месторождения позволило установить следующее (рисунок). В тех местах, где пробурены глубокие скважины, под антиклинальным выступом в кровле соляной залежи установлена ступень с опущенным западным блоком амплитудой 100–150 м. Наличие диагональных линеаментов северо-западного простирания вдоль окраин Соликамской впадины позволяет предполагать, что сбросовые движения дополнялись левосдвиговыми. На примере ряда разрезов установлено, что восточные склоны поднятий нередко осложнены синседиментационными сбросами амплитудой до 150-200 м. Они могут располагаться как над уступом фундамента, так и несколько восточнее. Реже сбросы отмечаются и на западном крыле поднятий.

Наблюдаемые взаимоотношения позволяют предполагать следующий сценарий формирования псевдодиапировых структур. Вероятно, на момент накопления соляной толщи уступ вдоль Красноуфимского разлома уже существовал, но амплитуда его была незначительна. Предполагается, что во время отложения пестроцветной толщи, произошла активизация (левосвигово-) сбросовых перемещений в фундаменте, которые спровоцировали формирование антиклинальных гребней в соляной и надсолевой толщах. Срыв надсолевых отложений с восточного крыла антиклинали мог обусловить сначала отжим солей в сводовую часть, а затем и соскальзывание вышележащих толщ по западному крылу с образованием горстовой структуры.

Таким образом, соляные поднятия западной части Соликамской впадины представляют собой комбинированные структуры: на начальной



Последовательность (1-3) формирования псевдодиапировых структур на западной окраине Соликамской впадины. ПЦТ – пестроцветная толща; СМТ – соляно-мергельная толща; ТКТ – терригенно-карбонатная толща; ГГШ – гипсово-глинистая шляпа; СТ – соляная толща; ГАТ – глинистоангидритовая толща

стадии ведущим механизмом их образования являлись подвижки в фундаменте (поперечный изгиб), а затем, после соскальзывания надсолевых толщ на крыльях антиклинали, - выжимание соли вдоль листрических сбросов в ядерную часть горста.

Литература

1. Голубев Б.М. О природе сил, обусловивших послойное течение солей и образование соляных структур Верхнекамского месторождения // Нижнепермские отложения Камского Приуралья. Труды ВНИГНИ. Вып. 118. Пермь, 1973. С. 239–246.

2. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогеновых прарек Русской равнины. М.: Наука, 1964. 416 с.

3. *Китык В.И.* Дисгармоничные складки осадочных толщ. Киев: Наукова думка, 1979. 128 с.

4. *Чайковский И.И.* Типизация основных механизмов соляной тектоники мира: Верхнекамское месторождение как эталон многоэтапного гравитационного скольжения // Вестник Пермского научного центра, № 1. 2013. С. 18–37.

5. Jackson M.P.A., Galloway W.E. Structural and depositional styles of Gulf Coast Tertiary continental margins: application to hydrocarbon exploration:
American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series No. 25. 1984. P. 226.

6. Jackson M.P.A., Vendeville B.C. Regional extension as a geologic trigger for diapirism // Geol. Soc. of America Bull. 1994. № 106 (1). P. 57-73.

<u>В.Д. Чехович¹</u>, Л.И. Лобковский², О.Г. Шеремет¹, Э.В. Шипилов³, М.В. Кононов²

Сдвиговая система в земной коре Берингова и Чукотского морей – реликт границы между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами

В современной структуре континентальная кора северо-востока Евразийского и Североамериканского (Аляска) континентов смыкаются в области шельфов Берингова и Чукотского морей. Современные данные по сейсмичности и GPS наблюдений позволили российским и американским исследователям прийти к заключению, что между литосферными плитами Евразии и Северной Америки существует формирующаяся малая плита Берингия [1, 2]. Начало образования этой плиты в пределах Корякского нагорья и на Аляске, видимо, может относиться к концу миоцена. До этого времени, как считалось большинством исследователей, вся область северо-востока России, Берингово море, часть чукотского шельфа и Аляска включались в состав Североамериканской плиты [3, 4]. Однако еще с первых шагов развития теории тектоники литосферных плит стало ясно, что при распаде Пангеи континентальная плита Северной Америки отодвигалась от Европы в юго-западном направлении. Более поздние исследования и палеотектонические реконструкции подтвердили и уточнили это общее положение. Тем не менее, при реконструкциях для позднего мела и первой половины палеогена (до 50-47 млн лет), т.е. до образования Алеутской островной дуги, вставал вопрос о существовании границы между Северной Америкой и Евразией. К такому выводу приводили, как общие геодинамические данные [5], так и расчеты векторов и скоростей перемещения Северной Америки и

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова, Москва, Россия

³ Полярный геофизический институт Кольского научного центра РАН (ПГИ КНЦ РАН), г. Мурманск, Россия

Евразии с конца позднего мела, что по времени совпадало с открытием северной Атлантики [6].

Результаты анализа потенциальных геофизических полей с вычислением аномалий D-функции и их сопоставление с сейсмогеологическими разрезами выявили в океанической и континентальной коре Берингова моря ряд субпараллельных зон разломов [7]. В океанической коре эти разрывы приурочены к северо-западной части выявленного ранее поднятия Витус, интерпретируемого как палеогеновая зона растяжения [8]. Расчеты положения верхних и нижних кромок возмущающих масс выявленных разломов и подтверждение их реальности на сейсмических профилях показали, что разрывы затрагивают не только земную кору, но и верхнюю мантию Берингова моря [7]. Обоснование и выделение в океанической коре Алеутской котловины поднятия типа «пуш-ап» протяженностью почти 700 км (поднятие Витгенштейна), образование которого возможно только в условиях параллельных сдвигов, подтвердило соображения о сдвиговой кинематике разломов, основанное на геодинамических заключениях. Представляется вероятным, что выявленные под осадочным чехлом Берингова моря не активные разломы являются реликтами палеосдвигов, которые формировали эшелонированную трансформную границу между литосферными плитами Евразии и Северной Америки в позднемеловое – палеогеновое время. Общая кинематика перемещений северо-востока Евразии и Северной Америки в мезозое и кайнозое рассмотрена в работе [9] в контексте распада и перемещения фрагментов древнего континента Арктида [10]. Проведенные расчеты направления и скоростей перемещения Евразии и Северной Америки (рис., врезка) показывают, что в позднем мелу обе континентальные плиты перемещались в одном направлении (к юго-западу), но скорость движения Северной Америки была на 1 см/год выше, чем скорость движения Евразии, что определяло их сближение. Вероятно это привело к формированию надвига Геральд, который по сути вызван поддвигом к югу фрагмента Арктиды, также как и более раннее образование надвига хребта Брукса. В конце палеоцена и в раннем эоцене (56-50 млн лет) сохранялось перемещение обоих континентов в южных румбах, однако Северная Америка двигалась на ЮЮВ и также с большей скоростью (на 0,7 см/год быстрее Евразии), т.е как бы отдаляясь от Евразии, что приводило к растяжению. С этим растяжением и перемещением Северной Америки, которое, видимо, происходило по правым сдвигам, связано упоминавшееся перемещение надвига Геральд к югу. После изменения направления движения Тихоокеанской плиты и заложения Алеутской зоны субдукции (47 млн лет) Евразия и Северная Америка перемещаются к юго-западу почти параллельно с небольшим углом сходимости при



палеогеновой трансформной границы между плитами Евразии и Северной Америки в земной коре Берингова и Чукотского шельфовые области; 4 – надвиги в Чукотморей: 1 -современная суша; 2 - океан и направление (8) перемещения континенсистемы: 6 – зоны субдукции; 7 граница шельфа; Врезка: положение, скорость и области с корой океанического типа; 3 – ском море и на Аляске; 5 – сдвиговые тов на 80, 56-50 и 40 млн лет несколько большей скорости Северной Америки. Основные движения переходят на западные сдвиги, что способствует дальнейшему повороту бассейна Хоуп. Медленное смещение Северной Америки относительно Евразии продолжается вплоть до образования малой литосферной плиты Берингия в миоцене. Расчетами аномалий D-функции по профилям через Чукотско-Аляскинский шельф установлены четыре линии аномалий, которые соответствуют разломам в коре и верхней мантии. Анализ общей кинематики и эволюции тектонических элементов позволяют считать, что выявленные разломы являются правыми сдвигами, формирующими сдвиговую систему, благодаря которой происходило движение и поворот крупных литосферных блоков без нарушения сплошности осадочного чехла. Сдвиговая система, пересекающая бассейн Хоуп, на юге соединяется с системой сдвигов в Беринговом море [1], а на севере – с Чукотско-Канадской трансформой [2]. Это позволяет говорить о существовании эшелонированной во времени и пространстве трансформной границы между литосферными плитами Евразии и Северной Америки в конце позднего мела и в палеогене.

Начальный этап возникновения эшелонированной зоны сдвига между Восточносибирско-Чукотской и Североаляскинской микроплитами определяется временем формирования Канадского океанического бассейна. Исходя из разработанной модели глубинной геодинамики региона [13], спрединг в последнем компенсировался поглощением литосферы на севере палео-Пацифика, что подразумевает перемещение подлитосферных мантийных масс конвективными ячейками в сторону разновозрастных зон субдукции. Это вызывало соответствующий тянущий момент и ползучесть самой литосферы с сопровождающими ее эффектами растяжения в одних местах и сжатия в других и, в частности, в зоне влияния сдвиговой границы [13]. Дальнейшее развитие этой границы, судя по всему, было обусловлено более быстрым перемещением Северной Америки относительно Евразии в связи с открытием Северной Атлантики в позднем мелу.

Литература

1. Ландер А.В., Букчин Б.Г., Дрознин Д.В., Кирюшин А.В. Тектоническая позиция и очаговые параметры Хаилинского (Корякского) землетрясения 8 марта 1991 года: существует ли плита Берингия? // Геодинамика и прогноз землетрясений. Вычислительная сейсмология. Вып. 26. М.: Наука, 1994. С. 103–122.

2. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Kozmin B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region: Evidence for a Bering block // Geology. 1997. V. 25. P. 979–982.

3. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geologic framework of the Bering Sea crust / D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder (eds.) // Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins—Beaufort Sea to Baja California: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sci. Series. 1987. V. 6. P. 73–102. Houston, Texas.

4. *Scholl D.W.* Viewing the Tectonic Evolution of The Kamchatka-Aleutian / Harbert W.P., Frei L.S., Cox A., Engebretson D.C. Relative motion between Eurasia and North Amerika in Bering Sea region // AAPG Program and Abstracts, Pacific session meeting 1985. Anchorage, Alaska. P. 44.

5. Harbert W.P., Frei L.S., Cox A., Engebretson D.C. Relative motion between Eurasia and North Amerika in Bering Sea region // AAPG Program and Abstracts, Pacific session meeting 1985. Anchorage, Alaska. P. 44.

6. *Scotese C.R.* Jurassic and Cretaceous Plate Tectonic Reconstructions // Pa-leogeog., Paleoecol. and Paleoclim. 1992. V. 87. P. 493-501.

7. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J. Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea // Tectonics. 1992. V. 11. P. 719–731.

8. *Чехович В.Д., Шеремет О.Г., Кононов М.В.* // Сдвиговая система в земной коре Берингова моря – реликт границы Евразийской и Североамериканской литосферных плит // Геотектоника. 2014. № 4. С. 3-22.

9. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31-57.

10. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3-35.

11. Чехович В.Д., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шеремет О.Г., Шипилов Э.В. Позднемеловая-палеогеновая трансформная граница Евразийской и Североамериканской литосферных плит в земной коре Чукотско-Аляскинского шельфа // ДАН. 2014. Т. 459, № 6.

12. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. О субмеридиональной зоне сдвига в структуре континентальной окраины Чукотского моря и механизм раскрытия Канадского океанического бассейна // ДАН. 2014. Т. 455. С. 67-71.

13. Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли. 2013. № 6. С. 20-38.

Кавказско-Аравийский синтаксис (Альпийско-Гималайская зона конвергенции): пример континентальной коллизии над головной частью мантийного плюма

Кавказско-Аравийский сегмент кайнозойского Альпийско-Гималайского пояса континентальной коллизии, который протягивается через всю Евразию и был сформирован в результате закрытия океана Тетис. Он расположен в центральной части пояса между Альпийским орогеном на западе и горными системами Центральной Азии на востоке. Сегмент расположен на южной границе Восточно-Европейского кратона, между Черным и Каспийским морями, и известен как Кавказско-Аравийский синтаксис (КАС) [3, 6]. КАС состоит из двух доменов: 1) линейной системы Большого Кавказа на севере, и 2) активной дугообразной системы тектонических элементов на Малого Кавказа и Восточной Анатолии - на юге, Он был сформирован в результате столкновения Аравийской плиты с Евразийской, продолжающегося и сейчас. Тектонические процессы сопровождаются интенсивным вулканизмом по всей длине КАС, причем здесь фиксируются как базальты внутриплитного (плюмового) типа, так и образования, близкие по составу к надсубдукционным магмам (андезиты, латиты, дациты и т.д.) [9].

Альпийско-Кавказский ороген

Альпийский ороген был сформирован главным образом в позднем кайнозое и характеризуется очень сложной геологической структурой. Он состоит из морских бассейнов Средиземноморья и Паннонской депрессии, разделенных складчато-надвиговыми поясами Альп, Карпат, Апеннин и др., часто вмещающие андезит-латитовые вулканические дуги. М. Артемьев [1] впервые показал, что здесь существует два типа бассейнов. Первый тип (Тирренский, Эгейский, Альборанский, Паннонский) характеризуются редуцированной корой вплоть до океанического типа и региональными положительными изостатическими аномалиями, свидетельствующими об избытке масс под ними. Скорее всего, эти аномалии связаны с наличием растекающихся головных частей мантийных плюмов, обеспечивающих задуговый базальтовый вулканизм и смещение вулканических дуг во времени.

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕИ) РАН, Москва, Россия

По контрасту, депрессии Восточного Средиземноморья и Каспийского моря характеризуются региональными отрицательными изостатическими аномалиями, свидетельствующими о дефиците масс, что мы связываем с нисходящими мантийными течениями под ними; аномалия отсутствует только в Черноморском регионе. Все эти моря имеют океаническую кору, пассивные окраины и мощный (15–26 км) слой осадков.

Единственным исключением из правила является крупная положительная изостатическая аномалия, протягивающаяся из Аравии на Кавказ и совпадающая с поднятой зоной Кавказско-Аравийского синтаксиса. По аналогии с Западной Европой, мы предполагаем наличие здесь растекающейся головы мантийного плюма.

Особенности строения Кавказско-Аравийского сегмента

Большой Кавказский хребет, расположенный на севере рассматриваемого синтаксиса, представляет собой южный край Евразийской плиты, поднятый вдоль Главного Кавказского разлома (ГКР) [6]. Последний является частью глубинного мегаразлома, протягивающегося от Копетдага через Каспийское море, Кавказ и Крым; его дальнейшим продолжением, скорее всего, является Транс-Европейская Сутура. Этот мегаразлом отделяет зону Альпийской конвергенции от Евразийской плиты sensu stricto.

Существует консенсус, что формирование альпийской структуры Кавказа происходило под влиянием субмеридионального горизонтального сжатия, связанного с коллизией двух плит: Аравийской (индентора) и Евразийской. Тектоническое давление Аравии передается вдоль зоны Битлис-Загрос к Большому Кавказу, формируя КАС. Согласно палеомагнитным данным, в течение позднеальпийского времени расстояние между этими плитами сократилось примерно на 400 км [2]. Это сокращение происходило, главным образом, к югу от ГКР; сокращение внутри Большого Кавказа достигало всего первых десятков километров [6]. Геологические наблюдения свидетельствуют, что ГКР представляет собой крупный взброс с высокой степенью вертикальных перемещений и минимальными – горизонтальными.

КАС характеризуется высокой сейсмичностью с резким преобладанием относительно неглубоких (до 50–60 км) землетрясений; относительно глубокофокусные землетрясения (до 120–140 км) очень редки и установлены только на северо-востоке региона, т.е. зона субдукции здесь отсутствует [11 и библиография там].

В связи с этим возникает проблема с позднекайнозойского вулканизма КАС, где, как указывалось, развиты два типа магматизма: плюмового и близкого по составу к надсубдукционному. Однако, зона субдукции здесь отсутствует, а изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что этот магматизм является результатом взаимодействия головы мантийного плюма с континентальной корой в зоне континентальной коллизии [5, 8].

В условиях отсутствия зоны субдукции, сокращение пространства к югу от Большого Кавказа связывается с латеральным растеканием литосферного материала под давлением Аравийской плиты перед жестким «упором» Восточно-Европейского кратона. Это подтверждается как геологическими [4], так и GPS данными по зоне континентальной коллизии [10]. Мы полагаем, что «растекание» получающегося избытка литосферного материала приводит к билатеральному перемещению материала, формируя структуры востока Малой Азии и запада гор Загрос соответственно.

Глубинная структура и геология на поверхности

Копетдаг-Кавказско-Трансевропейский мегаразлом прослеживается под Каспийским морем в форме цепи землетрясений. Резкий изгиб этого мегаразлома на северо-западе Черного моря может свидетельствовать о продолжающемся погружении дна бассейна, что отражается на геологических структурах.

Геологические и геохронологические данные [4, 5] свидетельствуют, что с позднего миоцена голова мантийного плюма растекается на север. Плюм пересекает на глубине Главный Кавказский разлом и инициирует здесь современный вулканизм Казбека и, особенно, Эльбруса, где выявлены малоглубинные магматические очаги [7]. Такое «подныривание» головы мантийного плюма под край Евразийской плиты, по-видимому, и вызвало регенерацию/реактивацию более древней (доплиоценовой) сутурной зоны и привело к росту Большого Кавказа (рис).

В настоящее время процессы глубинной геодинамики продолжаются, однако «ответ» малоглубинной тектоники на глубинные процессы запаздывает. Соответственно, мантийный плюм еще не проявился на поверхности, но этого следует ожидать в будущем.

выводы

1. Кавказско-Аравийский синтаксис является местом, где Аравийская плита сталкивается с Евразийской; при этом Большой Кавказ является южным краем последней, поднятым вдоль Главного Кавказского разлома, который, в свою очередь, является частью мегаразлома, протягивающегося от Копетдага до Транс-Европейской сутурной зоны.

2. Пояс позднекайнозойского вулканизма прослеживается вдоль синтаксиса, где развито два типа вулканитов: (1) базальты внутриплитного



Рис. Схема, иллюстрирующая тектоническую ситуацию в районе Кавказско-Аравийского синтаксиса

(плюмового) типа и (2) вулканиты, близкие по составу к надсубдукционному типу (андезиты, латиты и др.).

3. Однако сейсмические данные не выявили зоны субдукции под КАС; значительное сокращение (около 400 км пространства между Аравийской и Евразийской плитами в позднем кайнозое мы связываем с тектоническим «растеканием» корового материала по обе стороны от Аравийского индентора перед «упором» Восточно-Европейского кратона.

4. Мы полагаем, что происхождение известково-щелочных магм связано с с взаимодействием головы мантийного плюма с коровым материалом на относительно малых глубинах в условиях интенсивных деформаций в зоне коллизии.

5. Ситуация в регионе продолжает развиваться главным образом за счет глубинных процессов, разрушая структуру до-плиоценовой зоны коллизии на поверхности. При этом «ответ» малоглубинной тектоники на процессы в мантии запаздывает.

Литература

1. Артемьев М.Е. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971. № 4. С. 5-10.

2. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса (Карпаты-Кавказ-Памир. М.: Наука, 1990. 167 с.

3. Буртман В.С. // Геотектоника. 1989. № 2. С. 67-75.

4. *Копп М.Л.* // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. С. 285–316.

5. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шарков Е.В. // Докл. АН. 2011. Т. 441. № 4. С. 521–526.

6. Леонов Ю.Г. // Большой Кавказ в Альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. С. 317–340.

7. Sobisevich A.L., Masurenkov Yu.A., Pouzish I.N., Laverova I.N. // Geophysical Res. Abstracts. Vol. 14. EGU2012-2500. EGU General Assembly 2012, pdf.

8. Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. // Петрология. 2013. Т. 21. С. 20-33.

9. Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И. // Докл. АН. 2004. Т. 395. № 1. С. 91-95.

10. Reilinger R., McClusky S., Vernant P. et al. // J. Geophys. Res. 2006. V. 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051

11. Sharkov E., Lebedev V., Chugaev A. et al. // Geoscience Frontiers. 2014. V. 5 (in press).

В.Г. Шахтыров¹

Структурное выражение "критической" параллели 62° на Северо-Востоке России

В процессе составления карты тектонических разломов Северо-Востока России наметилась своеобразная широтная разломная зона протяженностью 2000 км, прослеженная от нижнего течения р. Вилюй на западе до Камчатского перешейка – на востоке. Пространственное положение зоны не выходит за пределы 62–63 градуса северной широты, что отвечает "критической" параллели северного полушария Земли [4, 7]. Отдельные фрагменты этой зоны были выделены ранее различными авторами как самостоятельные не зависящие друг от друга региональные структурные элементы, мы объединяем их в единую взаимосвязан-

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

ную протяженную сквозную структуру, названную нами Алдано-Колымо-Пенжинской. Каждый из фрагментов этой зоны характеризуется своим структурным стилем деформаций, обусловленным тем, что сквозная зона дискордантно пересекает тектонически различные структуры Северо-Востока Азии не широтной ориентировки - Западное и Южное Верхоянье, Верхне-Индигирский синклинорий, Аян-Юряхский антиклинорий, Иньяли-Дебинский синклинорий, Балыгычано-Сугойский вулканогенный прогиб, Яно-Сугойскую синклинальную зону, южную часть Омолонского срединного массива, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

Вилюйско-Алданский фрагмент сквозной разломной зоны. Впечатляет резкое южное окончание в нижнем течении р. Алдан такой грандиозной структуры на Земле как Верхоянский антиклинорий. Таким ограничителем антиклинория выступает Вилюйско-Алданская система дислокаций, наиболее полную интерпретацию которой дали В.С.Ситников и В.Б.Спектор [6]. Протяженность системы превышает 500 км, в ее составе установлены многочисленные субширотные глубинные разломы (Кемпендяйский, Западно-Верхоянский, Нижне-Алданский и др.), в основу выделения разломов положены геоморфологические, геофизические (магнитные, гравиметрические, сейсмические), фото-космические и геологические исследования. Общим для всей системы является субширотное простирание структур, чередование крупных поднятий (Хапчагайского, Сангарского, Тукуланского) и впадин (Лунхинской, Келинской, Томпонской), многочисленные субширотные и диагональные разломы и складки малых размеров. В своей западной части Вилюйско-Алданский сегмент является зоной сочленения Вилюйской синеклизы и Алданского щита. Общая кинематическая ситуация Вилюйско-Алданского фрагмента левосторонне-сдвиговая.

В.И. Драгунов [3] склонен считать возраст заложения структур критической параллели в пределах Сибирской платформы и Западной Сибири протерозойским.

Кобюминский фрагмент. К востоку продолжением Вилюйско-Алданского фрагмента сквозной разломной зоны является Кобюминский грабен, в пределах которого в раннеюрское время проявилась интенсивная вулканическая деятельность. По представлениям В.И. Коростелева [5] основную тектоническую структуру Кобюминского района представляет сложно построенный и длительно развивавшийся грабен, выполненный нижнеюрскими туфогенными породами абонской серии. Грабен с северной стороны ограничен Брюнгадинским, с южной - Сунтар-Буор-Юряхским разломами. В современной тектонической структуре территории сохранились лишь небольшие фрагменты этого грабена, не исключено, что такие фрагменты перекрыты четвертичными отложениями узкой протяженной Оймяконской впадины, сохраняющей простирание Кобюминского грабена. Общая протяженность грабена - около 500 км.

Кобюминский грабен разграничивает относительно жесткие тектонические структуры - Эльгинское и Сунтар-Лабынкырское поднятия.

Детализацию литологического и петрографического состава отложений абонской серии провела Я.П. Шепелева [9], которая выделила два типа стратотипических разрезов: преимущественно вулканогенный, представленный жерловыми и прижерловыми фациями базальтов, которые формировались сначала в мелководно-морских, а затем - в континентальных условиях и существенно туфогенный прибрежно-мелководный. Отсутствие отложений абонской серии в нижнеюрских отложениях в непосредственной близости к северу и к югу от Кобюминского грабена склоняет нас в сторону его самостоятельности (или отчетливой принадлежности к субширотной Алдано-Колымо-Пенжинской сквозной зоне) и в отсутствии прямых связей его с Южно-Верхоянской складчатой системой. По геологическим данным время заложения разломов, ограничивающих Кобюминский грабен, является ранний карбон [4]. Преобладающей кинематикой тектонических движений Кобюминского грабена является лево-сдвиговая.

Колымский фрагмент. Это наиболее сложно построенный отрезок сквозной зоны, так как он наложен на структуры Яно-Колымской складчатой системы северо-западной ориентировки, проявляющей тектоническую активность во всяком случае с раннего карбона и до настоящего времени. В геологическом отношении Яно-Колымской складчатой системе отвечает Индигиро-Колымский сфенохазм [8] – клинораздвиговый прогиб, заложенный на раздробленном основании с частичным раскрытием базальтовой коры, что и обусловило его длительную тектонически активную историю. В орогенный этап (поздняя юра – ранний мел) особенно интенсивно деформирована северная половина Аян-Юряхского антиклинория, где была заложена субширотная сквозная зона. Деформации здесь несут следы течения осадочного материала, вращательных движений, что привело по нашему предположению к смене простирания сквозного разлома с субширотного на северо-западный. Зона разлома носит сложный комбинированный характер, сопровождается многочисленными мелкими взбросами и надвигами (с падением сместителей к югу), интенсивным дайковым магматизмом. Ныне к этому разлому приурочена крупная долина р.Аян-Юрях. В непосредственной близости от Аян-Юряхского разлома, в северной части Хеникенской равнины, локально проявлены вулканические базальтоидные образования позднемелового возраста.



Рис. Схема пространственного размещения Алдано-Колымо-Пенжинской сквозной разломной зоны.

1 - конседиментационные разломы, 2 - разломы Алдано-Колымо-Пенжинской сквозной зоны, 3 - разломы Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, 4 - разлом Улахан

Западное ограничение сфенохазма – Адыча-Тенькинский глубинный разлом испытывает по сквозной зоне левостороннее смещение. Не исключено, что зоной наложения северо-западных и широтных дизъюнктивов обусловлено пространственное положение Тарынского субвулкана Амбардахскую структурно-фациальную зону, располагающуюся между Чай-Юрьинским и Бургандинским глубинными разломами в субширотном направлении пересекает концентрированный разлом, проходящий через серию колымских "батолитов" - Тыэллахского, Малого Анначага, Большого Анначага. Кинематически разлом здесь является отчетливым сбросом, по которому сброшено северное крыло, где гранитные массивы несут признаки слабого эрозионного вскрытия. Судя по левостороннему смешению магнитных аномалий в зоне Чай-Юрьинского северо-западного глубинного разлома рассматриваемый субширотный разлом точнее считать сдвиго-сбросом. Заложен разлом ранее, чем сформировались гранитоидные массивы, о чем свидетельствуют протяженные и мощные апофизы гранитного "батолита" Малых Порогов, ориентированные субширотно.

Широтная разломная система в составе Право-Оротуканского, Горнинского и др. разломов, ограничивающая с севера Балыгычано-Сугойский район пологих деформаций, несмотря на ее положение в центральной части колымских промышленных золотоносных районов, оказалась слабо расшифрованной. Субширотная ориентировка нарушения объясняется обычно случайным его совпадением с северным ограничением "погребенного срединного массива". Кинематически нарушение квалифицируется как система взбросов и надвигов с падением сместителей к югу, а также имеет левосдвиговую составляющую. В месте примыкания разломной зоны к Сеймчано-Буюндинской неотектонической впадине (а соответственно к разлому Улахан, который рассматривается некоторыми исследователями как своеобразный сценарий будущего раскрытия Арктического океана) разломная зона испытывает резкий изгиб к северо-востоку, изображаемый далеко не на всех геологических картах. В центральной части разломной зоны оказались широко проявленными субвулканические и вулканические тела палеогенового возраста.

Общая протяженность Колымского фрагмента сквозной зоны составляет около 500 км. Впечатляет резкий перелом простирания структур Яно-Колымской складчатой системы при пересечении ее рассматриваемой сквозной зоной.

Омолоно-Пенжинский фрагмент. Этот фрагмент также протяженностью около 500 км на картах масштаба 1:200 000 отчетливо прослеживается откартированными разломами – Пенжинский фрагмент на всем протяжении состоит из полосы шириной около 50–70 км, в пределах которой и сконцентрированы субширотные разломы. Все крупные водотоки Северного Приохотья, текущие в южном направлении (Пенжина, Парень), при пересечении разломов делают резкие коленообразные изгибы, меняя ориентировку на широтную. Широтную ориентировку принимает северное окончание Пенжинской губы. Субширотные разломы Омолоно-Пенжинского фрагмента сопровождаются многочисленными штоками и дайками гранитоидов, полями палеогеновых вулканитов, на отдельных отрезках фиксируются магнитными аномалиями и гравитационными ступенями.

К северо-западу от Пенжинской губы по сквозной широтной зоне отмечается левостороннее смещение гранитоидных рядов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Таким образом, есть все основания считать, что на Северо-Востоке России существует широтная сквозная разломная зона, протягивающаяся вдоль 62 параллели Северного полушария Земли и которая существенно влияет на тектоническую структуру этой территории. По сути мы имеем дело с фрагментом глобальной сдвиговой системы, предсказанной М.В. Стовасом [7] и Г.Н. Каттерфельдом [4], в состав которой входят располагающийся к западу Транссибирский линеамент, выделенный В.И.Драгуновым [3], Корякско-Ухтинский линеамент В.А.Буша [2], центральная широтная часть Вилюйско-Охотского линеамента Г.Н. Шарова и др.[8], Транстиманская дислокация А.М. Берлянта [1].

Литература

1. Берлянт А.М. Транстиманская дислокация // Известия ВГО. 1969. Т. 101, вып. 2. С. 152-155.

2. *Буш В.А.* Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии // Геотектоника. 1983. № 3. С. 15–31.

3. Драгунов В.И. О Транссибирской поперечной дислокации // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 44, 1960. С. 61-68.

4. *Каттерфельд Г.Н.* Лик Земли и его происхождение. М.: Гос. изд-во географ. литературы, 1962. 152 с.

5. *Коростелев В.И.* Кобюминский грабен и его роль в тектоническом строении Восточного Верхоянья // Сов. геология. 1973. № 9. С. 133-141.

6. Ситников В.С., Спектор В.Б. Вилюйско-Алданская система дислокаций // Геофизические исследования в Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 35-45.

7. Стовас М.В. Критические параллели земного эллипсоида. Автореф. канд. дисс. Л., 1951.

8. Шаров Г.Н., Ян-жин-шин В.А., Балакшин Г.Д., Волкодав И.Г. Геологогеофизическая интерпретация результатов дешифрирования телевизионных космических снимков Якутии // Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск: изд.: ЯФ СО АН СССР, 1979. С. 17-23.

9. Шахтыров В.Г. Сфенохазмы в мезозоидах Северо-Востока Азии и геологическая позиция гранитоидного магматизма и золотого оруденения// Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: тр. Всерос. совещ. (Магадан, 4-6 сент. 1997 г.). Магадан, 2000. С. 68-76.

10. Шепелева Я.П. Состав и строение нижнеюрской абонской осадочновулканогенной серии // Вестн. ЯГУ. 2008. Т. 5, № 1. С. 28-35.

Неопротерозойский тренд палеомагнитных полюсов Сибирской платформы

Траектории (кривые) кажущейся миграции полюса (КМП), являясь выражением дрейфа тектонических плит, представляют собой фундаментальную основу для решения ряда важнейших задач различных наук о Земле - геодинамики, тектоники, стратиграфии, палеогеографии и др. Кривые кажущейся миграции полюса позволяют получать численные оценки движения тектонических блоков в различные периоды геологической истории. Это дает основу для построения палеогеодинамических реконструкций, которые, по сути дела, являются концентрированным выражением наших знаний о геодинамической эволюции планетарной литосферы и важнейших ее элементов.

Древние платформы являются основными структурообразующими элементами земной коры, поэтому построение кривых КМП для древних платформ стоит в ряду наиболее важных проблем современной геофизики и является одним из основных направлений деятельности палеомагнитологов всего мира. Важной составной частью этой проблемы является разработка неопротерозойского тренда палеомагнитных полюсов Сибирской платформы.

Несмотря на то, что в последние годы для неопротерозоя Сибири был получен ряд новых определений [1, 2, 3, 4], решение этой задачи еще очень далеко от своего завершения. Следует четко отдавать себе отчет, что на достаточно полное решение этой задачи уйдут еще многие годы упорных исследований. Однако уже сейчас можно и должно сделать важный принципиальный шаг в этом направлении – а именно: установить направление тренда неопротерозойских палеомагнитных полюсов Сибирской платформы. Для этого надо получить всего несколько новых качественных палеомагнитных определений, но таких, чтобы их возраст отвечал наименее заполненной части в неопротерозойской палеомагнитной записи.

В рамках этой задачи нами были выполнены палеомагнитные исследования позднерифейских осадочных и интрузивных пород из опорных разрезов позднего рифея Туруханского района (сухотунгусинская, деревнинская и мироедихинская свиты), Оленекского поднятия (верхне-

¹ Институт физики Земли РАН ² Геологический Институт РАН

хайпахская подсвита), Удинского Присаянья (карагасская серия, нерсинская интрузия).

Результаты, полученные в ходе этих исследований, позволяют, с учетом уже опубликованных данных, предложить для Сибирской платформы 2 новые альтернативные модели кривой кажущейся миграции полюса в неопротерозое. В отличие от модели, предложенной Д.В. Метелкиным с соавторами [2, 3], эти модели опираются на данные, полученные исключительно по Сибирской платформе и учитывают относительное вращение ее Алданского и Ангаро-Анабарского блоков [5].

Наличие 2 альтернативных вариантов определяется наличием альтернативных палеомагнитных полюсов для интервала времени ~ 760-740 млн лет (Ar-Ar определения), а именно полюсов нерсинских интрузий и карагасской серии Удинского и Бирюсинского районов с одной стороны и полюса нерсинских интрузий Шаражалгайского выступа, с другой [2, 6]. Более того, U-Pb возраст ~1640 млн лет [7], полученный по силлу, рвущему карагасскую серию, будучи подтвержден, будет означать, что карагасская серия (по крайней мере, нижние 2 ее свиты) гораздо древнее неопротерозоя.

На настоящий момент мы стоим перед альтернативой: либо, вслед за Д.В. Метелкиным с соавторами [2, 3] на данном этапе исследований не пытаться как-то интегрировать в нашу модель палеомагнитный полюс Шарыжалгайских нерсинских интрузий (предполагая, что полученный Ar-Ar возраст верен для Бирюсинской нерсы и неверен для Шаражалгая), либо согласиться с тем, что истинным для бирюсинских и удинской интрузий является U-Pb возраст (с соответствующим удревлением пород карагасской серии), а для Шаражалгайских интрузий – Ar-Ar возраст. В результате мы получаем две альтернативные модели APWP, которые будут рассмотрены нами ниже.

Вариант 1.

Начальная часть кривой для интервала 1050-950 млн лет (рис. 1) сама по себе не вызывает каких-либо сомнений в ее достоверности. Однако до сих пор остается нерешенным вопрос о выборе полярности соответствующих палеомагнитных направлений. В зависимости от выбора опции полярности северные палеомагнитные полюсы Сибирской платформы для этого временного интервала попадают либо в центральную часть Тихого океана (тихоокеанский тренд), либо в южную Азию и Северную Африку с последующим движением по акватории Индийского океана (индокеанский тренд).

Полученные в настоящей работе полюсы мироедихинской и хайпахской свит, а также данные по карагасской серии и нерсинскому комплексу Бирюсинского Присаянья [Метелкин и др., 2005; 2010, настоя-



щая работа] и венду юго-запада Сибирской платформы [1] дают возможность несколько продвинуться в решении обсуждаемого вопроса в сторону принятия индоокеанской опции.

Следующая часть кривой КМП проходит через мироедихинский и хайпахский полюс в сторону полюса карагасской свиты, затем поворачивает к югу, а затем к востоку востоку, подходя к эдиакарскому полюсу [1], соединив, таким образом, рифейский и венд-палеозойский тренды сибирских палеомагнитных полюсов (рис.1).

Вариант 2.

Этот вариант предполагает исключение из рассмотрения удинскобирюсинских карагасского и нерсинского полюсов (как, возможно, не неопротерозойских) и, напротив, допущение истинности полюса возрастом ~760 млн лет, полученного Писаревским с соавторами по интрузиям Шарыжалгая. Это допущение не меняет генерального направления неопротерозойского тренда сибирской APWP от юго-западной Африки к Антарктиде и затем к южной Австралии, однако приводит к заметному изменению формы кривой АРWP. Принятие полюса Писаревского с учетом данных, полученных нами по мироедихинской и верхнехайпахской свитам, с необходимостью требует существования петли APWP для интервала времени 950-760 млн лет назад (рис. 1). После перемещения в пост-уйское время палеомагнитного полюса в северо-западную часть Индийского океана, к 760 млн лет назад он возвращается в район центральной Африки, после чего начинает смещаться к юго-востоку (до ~560 млн лет назад), затем к югу (до ~550 млн лет назад) и почти достигает Антарктиды. Для интервалов времени ~1050 - ~850-800 млн лет и ~560 млн лет - ~530 варианты 1 и 2 между собой не различаются.

Сравнение позднемезопротерозойских-неопротерозойских сегментов кривых кажущейся миграции полюса Сибири и Лаврентии свидетельствует, в случае принятия варианта 1, в пользу того, что со времени ~900 млн лет назад эти кратоны не могли входить в состав единой жесткой плиты, однако, по крайней мере, до 740-760 млн лет назад могли являться составными частями единого континентального агломерата (континента). Вариант 2 позволяет в первом приближении согласовать сибирскую и лаврентийскую траектории кажущейся миграции полюса для интервала времени от ~1050-1100 до ~760 млн лет, что может рассматриваться как сильное указание на то, что в течение этого времени Сибирь и Лаврентия входили в состав единого суперконтинента.

Литература

1. Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Paleomagnetism of Vendian Deposits of the Southwestern Siberian Platform // Russian Journal of Earth Sci. Russian Journal of Earth Sciences Vol. 8, ES2003, doi:10.2205/2005ES000182, 2006.

2. Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присаянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика. 2005. № 4. С. 398-413.

3. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и Геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 42-59.

4. Метелкин Д.В., Благовидов В.В., Казанский А.Ю. История формирования карагасской серии Бирюсинского Присаянья: синтез палеомагнитных и литолого-фациальных данных // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 8. С. 1114-1133.

5. *Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V.* New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks // Earth and Planetary Sci. Lett. 2008. Vol. 276, Is. 3-4. P. 229-242.

6. Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Murphy J.B., Tait J.A., Donskaya T.V., Konstantinov I.K. Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography // Precambrian Res. 2013. V. 231. P. 372–382.

7. *Metelkin D., Ernst R.E., Hamilton M.* A CA. 1640 MA Mafic magmatic event in Southern Siberia, and links with Northern Laurentia // GSA 2011 Annual Meeting in Minneapolis (9-12 October 2011). 2011. V. 43. № 3.

Ограничения возраста седиментации лопатинской свиты (Енисейский кряж) по палеомагнитным данным

Терригенные породы лопатинской свиты, распространенные в Тейско-Чапском прогибе (северо-восток Енисейского Кряжа), представляют собой основание чингасанской серии – крупного седиментационного цикла, сформированного после тектонической перестройки (складчатости, метаморфизма, гранитоидного магматизма), связанной с неопротерозойскими коллизионными событиями на западе Сибири, осложнившей строение мезопротерозойских комплексов ее западной пассивной окраины. До последнего времени лопатинская свита сопоставлялась с верхним рифеем (нижним неопротерозоем). Это основывалось на корреляции с «датированными» толщами чивидинской свиты (верхнее подразделение чингасанской серии) Вороговского прогиба [2], расположенного западнее, а также – на хемостратиграфических данных по разрезам р.Чапа [3]. В тоже время, данные по изотопии стронция, полученные по карбонатам вороговской серии р.Вороговка, рассматривающейся как аналог чингасанской серии [5 и ссылки в этой работе], совместно с палеонтологическими остатками (археоциаты, крибрициаты, виваксииды), обнаруженными в этих же толщах, позволили [4] сделать вывод о поздневендско-раннекембрийском возрасте вороговской серии.

В 2013 г. в разрезах чингасанской серии рек Чапа и Тея нами был собран богатый палеонтологический материал (ихнофоссилии, арумберияморфные отпечатки), который позволил ограничить возраст лопатинской свиты концом венда – началом кембрия (конец эдиакария – немакит-далдын) [1], что согласуется с представлением [4] о возрасте вороговской серии и, естественно, требует пересмотра существующих стратиграфических схем для неопротерозоя Енисейского Кряжа. В настоящем сообщении представлена дополнительная палеомагнитная аргументация позднеэдиакарского возраста лопатинской свиты.

В полевой сезон 2013 г. из стратотипического разреза лопатинской свиты (левый берег р. Тея, N60° 20.298' Е92° 34.851') нами была отобрана рекогносцировочная палеомагнитная коллекция. Породы изученного разреза, представлены красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, с пачкой базальных конгломератов в основании, залегающих с размывом и угловым несогласием на метаморфизованных поро-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия ² Геологический Институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

дах горбилокской свиты. Разрез представляет собой моноклиналь, падающую на CB (30°) под углом ~20°. Мощность опробованной части разреза (от кровли конгломератов, до окончания хорошо отпрепарированного берегового обнажения) составляет 40-45 метров. В общей сложности по разрезу было отобрано 34 ориентированных образца с интервалом отбора от 0.5 до 2.5м.

Лабораторная обработка коллекции была выполнена в IPGP (Париж), все образцы прошли детальную температурную чистку, замеры остаточной намагниченности проводились на SOUID-магнитометре, в помещении, экранированном от внешнего магнитного поля. Все изученные образцы характеризуются очень хорошим качеством палеомагнитной записи, конечная высокотемпературная компонента выделяется в интервале температур от 380-675°С до полного разрушения намагниченности. Данная компонента биполярна, характеризуется низкими наклонениями и юго-западными и северо-восточными склонениями. Характеристическая компонента определяется тестами складки как доскладчатая. Тест обращения для антиподальных групп характеристической компоненты положительный – направления групп прямой и обратной полярности при их обращении отличаются на угол 4.75° при критическом значении 4.82°. Характер распределения направлений характеристической компоненты (по образцам), при приведении среднего к полюсу сферы, близок к «фишеровскому», что указывает на отсутствие эффекта занижения наклонения в изученных породах.

Доскладчатость характеристической компоненты и наличие двух полярностей позволяют рассматривать данную компоненту намагниченности как первичную, образовавшуюся во время или вскоре после накопления пород лопатинской свиты.

Рассчитанный палеомагнитный полюс (PLONG = 45.2, PLAT = -20.9, A95 = 1.8) значимо отличается от известных фанерозойских направлений Сибири, что является еще одним доводом в пользу первичности намагниченности. При этом полюс лопатинской свиты близок к поздневендско-раннекембрийским полюсам Сибирской платформы, входящим в т.н. «мадагаскарскую группу» [11, 12 и др.], что дает некоторые основания считать возраст пород свиты вендским.

Породы изученного разреза обладают уникальным характером палеомагнитной записи – в опробованном стратиграфическом интервале зафиксировано 15 зон магнитной полярности (рисунок), причем реальное количество инверсий (учитывая степень детальности отбора) может быть еще большим. На это также указывает характер записи в отдельных образцах, где одновременно присутствуют компоненты двух полярностей, что свидетельствует в пользу того, что продолжительность не-



Рис. Изменение склонения и наклонения характеристической компоненты намагниченности в породах изученной части разреза лопатинской свиты по р. Тея. Залитые кружки – прямая полярность, открытые – обратная

которых магнитных зон сопоставима со временем диагенетических преобразований породы. Литологические и фациальные особенности лопатинской свиты указывают на то, что накопление изученного 45-ти метрового фрагмента разреза свиты происходило достаточно быстро или даже «мгновенно» в геологическом масштабе времени, то есть, зафиксированная магнитостратиграфическая запись указывает на аномально высокую частоту инверсионного процесса при генерации магнитного поля лопатинского времени.

Аномально высокая частота инверсий может быть использована как важный корреляционный маркер при оценке возраста пород лопатинской свиты. Именно такой характер палеомагнитной записи был выявлен ранее в разрезах поздневендского котлинского горизонта ВосточноЕвропейской платформы (разрезы Зимнего Берега, р.Золотица и скважины Верхотина Архангельской области) [6, 9, 10], а также в зиганской свите ашинской серии Башкирского антиклинория [7] и не известен ни в более древних, ни в более молодых породах неопротерозоя-раннего кембрия и, в целом, в магнитной летописи планеты. В частности, по данным [10] в разрезе скважины Верхотина на 415 м мощности приходится 80(!) инверсий магнитного поля. Вендские толщи Архангельской области имеют четкую возрастную привязку – в основании разреза Зимнего Берега (зимнегорская свита) по цирконам из прослоя вулканического пепла сделано U-Pb определение, составившее 555±3 млн лет [8], близкий возраст получен по цирконам из пеплов разреза р. Золотица (550.2±4.6 млн лет [6]), цирконы из пеплов зиганской свиты Башкирского антиклинория дают возраст 547.6±3.8 млн лет [7]. Таким образом, высокая частота инверсий в породах позднего венда может использоваться как надежный репер, имеющий точную возрастную привязку ~550 млн лет.

Вывод: палеомагнитные данные, полученные по стратотипическому разрезу лопатинской свиты, в комплексе со сделанными ранее палеонтологическими находками [1] дают все основания ограничить возраст накопления пород этой свиты концом венда – началом кембрия (≤555 – 540 млн. лет) и рассматривать, по крайней мере, ее нижнюю часть, как стратиграфический аналог части разреза котлинского горизонта, а возможно и низов лонтоваского горизонта Восточно-Европейской платформы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты №12-05-00403, 13-05-12030) и Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017) и ГК-5Ф.

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Павлов В.Э., Прияткина Н.С., Данилко Н.К., Козионов А.Е. Первые находки ихнофоссилий и арумбериеморфных отпечатков в породах чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (северо-восток Енисейского Кряжа) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Вып. 11. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013. С. 143-147.

2. Ножкин А.Д. Постников А.А., Наговицин К.Е. и др. Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика. 2007. С. 1307-1320.

3. Покровский Б.Г., Буякайте М.И, Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, SR и хемостратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литол. и пол. ископаемые. 2012. № 2. С. 197-221.

4. Постников А.А., Терлеев А.А., Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Ножкин А.Д., Станевич А.М. Вороговская серия Енисейского кряжа(новые геологические и изотопно-геохимические данные) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. Т. 2. С. 53-55.

5. Хоментовский В.В. Ангарий Енисейского Кряжа как стандартное подразделение неопротерозоя // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 3. С. 464-472.

6. *Iglesia-Llanos M.P., Tait J.A., Popov V., Abalmasova A.* Palaeomagnetic 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 Planet. Sci. Lett. 2005. V. 240. P. 732-747.

7. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Meert J.G., Kuznetsov N.B., Golovanova I.V., Danukalov K.N., Fedorova N.M. Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals // Precambrian Res. 2013. V. 236. P. 16-30.

8. *Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A., Evans D.A.D., Fedonkin M.A., Kirschvink J.L.* Age of Neoproterozoic bilatarian body and trace fossils, White Sea, Russia: Implications for metazoan evolution // Science. 2000. V. 288. P. 841–845.

9. *Popov V., Iosifidi A., Khramov A., Tait J., Bachtadse V.* Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // Journal of Geophysical Res. 2002. V. 107. P. 107, 10.1029/2001JB001607.

10. *Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V.* Palaeomagnetism, magnetic stratig-raphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in thesections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of theWhite Sea, Russia // Russian Journal of Earth Sci. 2005. V. 7 (2). P. 1–29.

11. Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Paleomagnetism of Vendian rocks in the southwest of the Siberian Platform // Russian Journal of Earth Sciences. 2006. Vol. 7, ES3006, doi:10.2205/2005ES000192.

12. Shatsillo A.V., Didenko A.N., Pavlov V.E. Two Competing Paleomagnetic Directions in the Late Vendian: New Data for the SW Region of the Siberian Platform // Russian Journal of Earth Sciences. 2005. Vol. 7, N 4.

Единство Сибири, Арктиды и Балтики в палеозое: гипотеза «протоевразийской» плиты

Согласно доминирующим представлениям, Евразийская плита, объединяющая крупные континентальные блоки с раннедокембрийским основанием (Сибирский и Восточно-Европейский кратоны) и террейновые единицы более мелкого масштаба (Казахстано-Киргизский, Таримский, Тувино-Монгольский и др. микроконтиненты), а также опоясывающие их гетерогенные складчатые области, была сформирована в ходе герцинского орогенеза, ознаменовавшего сборку суперконтинента Пангея. В конфигурации, близкой к пангейской, структуры Северной Евразии сохранились до настоящего времени. «Допангейская» палеозойская история Сибири и Балтики (Восточно-Европейской платформы), в контексте тектоники плит, обычно рассматривается как независимый дрейф, при котором рассматриваемые кратоны испытывали генеральное перемещение в северном направлении и претерпевали вращения того или иного знака.

Недавно было показано [5], что в пермское время Сибирь и Балтика (входившая в то время в состав композитного континента Арктлавруссия – Арктида+Лаврентия+Балтика [11]) испытывали согласованные перемещения. При этом характер их взаимодействия в ходе консолидации суперконтинента Пангея может быть описан как относительное вращение вокруг полюса Эйлера, располагающегося в современных координатах к юго-западу от архипелага Северная Земля.

В современной палеомагнитной практике, для восстановления взаимного положения континентальных блоков в рамках суперконтинентов, применяется сопоставление их кривых кажущейся миграции полюса (КМП). Чем «сложнее» форма сравниваемых кривых КМП, чем лучше они «наполнены» палеомагнитными данными и чем лучше эти кривые согласуются друг с другом (при совмещении) – тем более обоснованной и достоверной будет палеореконструкция. К сожалению, следует признать, что насыщенность палеозойских кривых КМП Сибири и Балтики исходным палеомагнитным «материалом» достаточно слабая, что особенно касается интервала девон-карбон и усугубляется неоднозначностью палеомагнитных определений для этих возрастов. Анализ накопленных данных по Сибири и Балтике для палеозойского времени с очевидностью показывает, что текущий уровень палеомагнитной изучено-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Сопоставление поздневендских – палеозойских полюсов Сибири и Балтики.

Кружки и соответствующие им овалы (доверительные интервалы) - полюсы Балтики (литературные источники; КМП Балтики, согласно [Torsvik, Cocks, 2005]; большая стрелка - тренд силурийских - раннедевонских полюсов в представлении [Лубнина и др., 2007]); квадратики - полюсы Сибири (литературные и авторские данные); звездочки - полюсы Сибири после поворота вокруг полюса вращения (Эйлера), предложенного в [5] на 45 и 75 градусов; дуги, соединяющие квадратики и звездочки - малые круги с центром в полюсе Эйлера

сти не позволяет использовать существующие модели КМП для решения «тонких» плитотектонических задач. В лучшем случае мы имеем лишь некоторое общее представление о палеозойском перемещении рассматриваемых платформ (и их палеомагнитных полюсов). Исключение здесь составляет позднекаменноугольно – пермский сегмент КМП Балтики (рис. 1), базирующийся на значительном массиве комбинированных палеомагнитных определений, полученных по структурам Лавруссии. В такой ситуации возможной альтернативой сопоставлению кривых КМП, при построении палеореконструкций, может быть сравнение отдельных возрастных уровней, наиболее надежно обоснованных в палеомагнитном отношении. С учетом новых палеомагнитных данных, полученных в последние годы по Сибирской платформе [6–9, 12], таких возрастных уровней, при сравнении с данными по Балтике, насчитывается шесть: (1) – ранняя пермь; (2) – поздний карбон; (3) – ранний-средний девон; (4) – силур; (5) – ранний и средний ордовик и (6) – поздний венд.

Анализ рассматриваемой выборки данных по Сибири и Балтике показал (рис. 1), что все шесть пар сравниваемых полюсов лежат на малых кругах, центры которых совпадают (или близки) с полюсом относительного вращения Сибири и Балтики, описывающим пермское сближение этих кратонов [5]. При этом, сибирские палеомагнитные полюсы для силура – перми могут быть совмещены с балтийскими при повороте на ~45°, а для позднего венда – раннего и среднего ордовика при повороте на ~75° против часовой стрелки относительно полюса вращения, предложенного в [5] (рис. 1).

Выявленная закономерность распределения палеомагнитных полюсов недвусмысленно указывает на то, что уже с конца венда – начала кембрия Сибирская платформа и Балтика могли являться составляющими единой «протоевразийской» плиты, претерпевшей в ходе палеозойской эволюции два этапа реорганизации (рис. 2). Первый этап реорганизации плиты, то есть изменение относительного положения Сибири и Балтики, приходится на конец ордовика – начало силура, а второй «предпангейский» этап, соответствует пермскому времени. Такой характер взаимодействия кратонов в рамках единой литосферной плиты может быть объяснен существованием долгоживущей трансформной границы, которая, исходя из наблюдаемой геологической ситуации, должна была располагаться между структурами Таймыра и архипелага Северная Земля, то есть между Сибирью и западной частью Арктиды.

Геологические свидетельства пермской реорганизации «протоевразийской» плиты широко проявлены в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, на Урале и северном Таймыре и выражены в изотопном омоложении домезозойских комплексов, гранитоидном магматизме, проявлении крупноамплитудной сдвиговой тектоники и образовании покровно-складчатых структур. Следы позднеордовикско-раннесилурийской реорганизации плиты выражены в структурах растяжения на востоке Сибирской платформы (позднеордовикские дайковые рои Сетте-Дабана), отражающих, вероятно, процессы деструкции Сибири-Арктиды, а также в островодужных комплексах восточного Урала (тагиль-



Рис. 2. Эволюция «протоевразийской» плиты (абсолютные реконструкции взаимного положения Сибири и Балтики в современных координатах Балтики).

Стрелки и соответствующие им цифры - направление и масштабы вращения (в градусах) Сибири

ская и губерлинская островодужные системы), характеризующих, соответственно, зоны конвергенции.

В рамках развиваемой модели, заслуживают особого внимания палеомагнитные и геологические данные [2, 4], полученные в последние годы по раннему палеозою арктических островов, являющихся дезинтегрированными фрагментами континента Арктида. Эти данные, по нашему мнению, указывают на единство арктических структур и Сибирской платформы, начиная с палеозойского времени. В частности, в кембрийских толщах острова Беннетта Новосибирского архипелага М.К. Данукаловой с соавторами [4] были обнаружены эндемичные «сибирские» формы трилобитов и установлена синхронность смен обстановок осадконакопления в изученных разрезах и в одновозрастных разрезах северо-востока Сибирской платформы (Хараулах), что указывает на палеогеографическую сопряженность этих структур. Палеомагнитные полюсы, полученные В.А. Верниковским с соавторами [2], по породам раннего и среднего ордовика островов Беннетта и Котельный, при выборе альтернативной (относительно предложенной в [2]) опции полярности, близки к одновозрастным полюсам Сибири и Балтики, однако, имеют статистически значимое отличие от последних. В тоже время,

при введении тектонической поправки на мезозойское раскрытие Амеразийского (Канадского) бассейна Ледовитого океана, согласно [10], ордовикские полюсы Новосибирского архипелага совпадают, в пределах ошибки, с ордовикскими полюсами Сибири. Таким образом, комплекс рассмотренных геологических и палеомагнитных данных [2, 4] указывает на то, что в кембро-ордовикское время Новосибирский блок представлял единое целое с северо-восточной частью Сибири и был «оторван» от западной Арктиды (Карский блок, Баренция и Свальбард, которые остались сопряжены с Балтикой [11]) в ходе позднеордовикскораннесилурийской реорганизации «протоевразийской» плиты. В дальнейшем, при раскрытии Амеразийского бассейна, Новосибирский блок (возможно, совместно с Чукотским блоком) был надвинут на структуры Сибирской платформы и Верхоянья, заняв свое современное положение.

Приведенные доводы позволяют сделать предположение, что «инициальное» столкновение Сибирской платформы и континента Арктида должно было произойти не в позднем палеозое, как это предполагается в [1, 3 и др.], а до раннего кембрия. Вероятно, следы этого события маркируются неопротерозойскими аккреционно-коллизионными комплексами и венд-раннекембрийскими молассами, распространенными в пределах Центрального Таймыра [1].

Таким образом, в течение палеозойского времени, можно рассматривать Сибирь, Арктиду и Балтику как эволюционировавший композитный континент или литосферную плиту, являвшуюся прародителем современной северной Евразии.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты №11-05-00705, 12-05-00403, 13-05-12030) и Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017).

Литература

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН; НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

2. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектонического единства террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН. 2013. Т. 451, № 4. С. 423-429.

3. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1083-1107. 4. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 4. С. 3-28.

5. Шацилло А.В. Взаимодействие Сибири и Балтики на финальном этапе амальгамации Евразийской части Пангеи // Физика Земли. 2015. № 2 (в печати).

6. Шацилло А.В. Палеомагнетизм раннего-среднего девона Минусинских впадин: итоги // Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». Казань, 7–12 октября 2013 г. С. 236-245.

7. Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э. Ограничения возраста седиментации лопатинской свиты (Енисейский кряж) по палеомагнитным данным // Наст. сборник.

8. Шацилло А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И. Палеомагнетизм позднепалеозойских гранитов Ангаро-Витимского батолита и вмещающих пород Байкало-Патомской складчатой области: тектонические следствия // Геология и Геофизика. 2014. № 7. С. 1093-1111.

9. Шацилло А.В., Федюкин И.В., Павлов В.Э. Палеомагнетизм позднего девона – раннего карбона Минусинских впадин и проблема разработки средне- позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород (теория, пратика, эксперимент). Материалы международной школы-семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород". СПб.: СОЛО, 2012. С. 270-277.

10. Lane L.S. Canada basin, Arctic Ocean - evidence against a rotational origin // Tectonics, 1997, 16, p.363-387.

11. *Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Reilly S.Y.O', and Griffin W.L.* Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Res. 2010. V. 17. № 2-3. P. 583-601. DOI:10.1016/j.gr.2009.08.005.

12. Powerman V., Shatsillo A., Coe R., Zhao X., Gladkochub D., Buchwaldt R., Pavlov V. Palaeogeography of the Siberian platform during middle Palaeozoic Times (\Box 450–400 \Box Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers // Geophys. J. Int. (September, 2013). V. 194 (3). P. 1412-1440.

Московская синеклиза: основные черты тектонической эволюции

Московская синеклиза является древним осадочным бассейном, нефтегазоносность которого в силу разных причин до настоящего времени не установлена. Обобщение имеющихся в геологических фондах и журналах данных, а также собственных наблюдений, позволило охарактеризовать основные черты тектонической эволюции и нефтегазоносности территории Московской синеклизы.

Разрез осадочной толщи территории представлен:

- верхнепротерозойскими отложениями, объединяющими верхнерифейские и вендские терригенные и терригенно-карбонатные разности пород, залегающими на размытой, пенепленезированной поверхности верхнего архея, толщина отложений составляет около 3000 м.

- нижнепалеозойские отложения представлены теригенно-карбонатными разностями.

- девонские преимущественно карбонатные породы в пределах синеклизы выходят на поверхность и на большей части территории размыты.

Дизьюнктивные нарушения, выявленные при корреляции разрезов скважин, наблюдались в нижнем палеозое и в верхнем девоне, в каледонскую фазу тектогенеза. Эти нарушения сопровождавшиеся удвоением отложений или выпадением из разреза отдельных горизонтов, наблюдаются в средней части синеклизы. Система дислокаций проходит с юго-запада на северо-восток широкой полосой. В геологической литературе эта система дислокации названа Среднерусским авлакогеном. Установлено, что Среднерусский авлакоген характеризуется надвигом, по которому восточный блок надвинут на западный. Амплитуда сдвига достигает 500 м, при этом наблюдается размыв надвинутой части и, как следствие, нижнепалеозойские отложения оказываются полностью размытыми [1].

В разрезе верхнего протерозоя, нижнего палеозоя, а также среднего девона было установлено присутствие магматических тел, залегающих на одном стратиграфическом уровне. Эти тела были обнаружены в разрезах скважин в центре Московской синеклизы, а также на востоке, на границе с Татарским сводом [2]. По минералогическому составу и форме залегания эти образования характерны для траппов.

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Схема тектоники верхнепалеозойских отложений центральной части Русской платформы (ГП «СОЮЗБУРГАЗ», 1991 г.).

 разломы кристаллического фундамента; 2 - населенные пункты; 3 - глубокие скважины; 4 - антиклинальные структуры, покрытые вендскими и более молодыми отложениями. Структуры осадочного чехла: 5 - зоны дислокаций в осадочных отложениях; 6 - замкнутые локальные поднятия, установленные бурением; 7 - и 8 - замкнутые локальные поднятия в осадочном чехле, выявленные геологической съёмкой, сейсморазведкой или отдельными скважинами

Выявленные особенности тектонической эволюции позволяют дать положительную оценку нефтегазовому потенциалу региона и сформулировать основные направления геологоразведочных работ, направленных на реализацию этого потенциала. Осадочные отложения Московской синеклизы толщиной около трех км характеризуются переслаиванием пористых выдержанных по площади толщ терригенных и карбонатных коллекторов, из которых получены непромышленные притоки

углеводородов. Однако промышленные притоки в пределах Московской синеклизы до настоящего времени не получены. Известно, что для образования ловушек углеводородов кроме коллекторов необходимо наличие покрышки. Покрышками для коллекторских ёмкостей могут служить траппы, присутствие которых в осадочной толще было выявлено и описано [3]. Наличие антиклинальных структур в центральной части Московской синеклизы показано на схеме (рис. 1). Антиклинальные структуры, выявленные геолого-геофизическими методами, могут образовывать ловушки углеводородов. Покрышками в них служат траппы, образовавшиеся из магмы, разлившейся на поверхности в верхнем протерозое - нижнем девоне. Магматические образования при бурении принимались за кристаллический фундамент архейского возраста, что служило обоснованием для прекращения дальнейшего бурения. По нашему мнению, продолжение бурения на этих структурах могут сопровождаться открытием месторождений углеводородов в додевонской толще. При этом следует учитывать наличие разрывных нарушений, обнаруженных геолого-геофизическими методами. Эти нарушения, происходившие в раннем палеозое-среднем девоне, могут разрушать ранее образованные ловушки углеводородов.

Литература

1. Шиловский А.П., Шиловская Т.И. Неразведанные запасы углеводородов: Недра Московско-Мезенского осадочного бассейна // Palmarium Academic Publishing, 2012. 92 с.

2. Староверов В.Н., Чекалев О.Ю., Матвеев В.В. О проявлениях вулканизма в осадочном чехле на юго-востоке Восточно-Европейской платформы // Геология нефти и газа. 2012. № 4. С. 13-18.

3. Шиловский А.П. Траппы на Восточно-Европейской платформе // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2009. № 8. С. 11-13.

Тектоно-геодинамические аспекты проявлений магматизма в литосфере архипелага Земля Франца-Иосифа (север Баренцевоморской континентальной окраины)

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) достаточно глубокими проливами, каналами и фьордами, преимущественно подчиненными северозападным и северо-восточным румбам, разделен на отдельные острова и их группы (рис. 1А). Это обстоятельство послужило основанием для априорного отображения на различных схемах и картах соответствующей диагональной системы нарушений и разломов, чаще не имеющих определенной привязки. Однако на батиметрических и геологической картах [6] довольно отчетливо просматривается, что в генеральном композиционном отношении архипелаг разделен проливом Маркома (с серией субпараллельных ему узких проливов) и его северо-западным продолжением, между о-вами Артура и Харли, на две главных группировки островов – юго-западную и северо-восточную. Таким же образом разобщен на две части и шельфовый сегмент архипелага, заключенный между ним и котловиной Нансена, с некоторым отклонением к северу разделяющей их условной полосы. Это заключение подтверждаются и при анализе карты аномального магнитного поля. Преобладающие линейные магнитные аномалии архипелага и его окружающего шельфа имеют северозападные простирания, а отмеченная выше осевая разделительная зона отчетливо выражена положительными полосовыми аномалиями на отрицательном фоне (рис. 1Б). При этом признаки, которые бы свидетельствовали о наличии линеаментов в структуре аномального магнитного поля обусловленные разломами северо-восточного простирания, проявлены нечетко либо завуалированы. Тем не менее, на существующих схемах районирования архипелага ЗФИ традиционно отображают в его строении три основных структурно-фациальных зоны – Александровскую, Вильчековскую и Сальмскую, все с-в простирания. Разделяющие их условные(?) линии обозначены одновременно и как границы структурно-фациальных зон и как границы структурных элементов [3, 6]. Эти границы и разломы северо-восточного простирания увязывают как унаследованные от байкальского тектонического плана фундамента.

Трапповый магматизм J-К возраста отмечается не только на архипелаге ЗФИ [1, 2, 4, 5, 7, 9 и др.], но и фиксируется по геолого-геофизиче-

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия ² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ским данным в Восточно-Баренцевском мегапрогибе [7, 8, 11]. В последнем он проявлен преимущественно в виде силлов. На поднятии ЗФИ этот базальтоидный магматизм установлен во всех его возможных формах, сохранившихся не смотря на масштабные денудационно-эрозионные процессы, обусловленные кайнозойским аплифтом и экзарационной деятельностью ледников.

Рассмотрение структуры аномального магнитного поля показывает, что его главной особенностью является полосовой характер с наличием протяженных (до 400–450 км) положительных линейных аномалий северо-западного простирания. Интенсивность некоторых из них может достигать в северо-западной половине сводово-блокового поднятия, особенно в его шельфом сегменте, свыше 300 нТл, а в юго-восточной части интенсивность значений этих аномалий ослабевает, снижаясь до менее 100 нТл с тенденцией нарушения их непрерывности. Исследователи высказывают мнения, что в структуре аномального магнитного поля таким образом получили отображение многочисленные тела даек базальтоидов, насыщающие разрез литосферы ЗФИ. Однако наибольшее количество даек установлено только на о. Хейса и о. Греэм-Белл, а единичные их проявления отмечены лишь на некоторых о-вах – Земля Вильчека, Галля и др. Поэтому, вероятнее всего, что в аномальном магнитном поле зафиксированы и многочисленные подводящие магматические каналы, поставлявшие расплавы для значительно более распространенных и преобладающих по площади силлов и покровов бронирующих разрезы отложений большинства островов архипелага и прилегающих шельфовых районов.

Другая особенность аномального магнитного поля, с точки зрения районирования, заключается в его дифференцированости в генеральном плане на две значительных по площади области – юго-западную и северо-восточную превосходящую первую по площади почти в два раза. В обоих отмечается присутствие, особенно в шельфовом сегменте (соседствующим с Евразийским бассейном), довольно крупных, по всей видимости, объединенных и сливающихся, аномалий наиболее высокой для поднятия ЗФИ интенсивности - около 300 нТл. Эти две области разобщены полосой с наиболее четко выраженными на фоне отрицательных значений 3-4 протяженными положительными аномалиями средней интенсивности. В осевой зоне полосы отмечается сближение двух линейных аномалий, которые, сливаясь, протягиваются вплоть до о-ва Хейса. Однако их продолжение имеет тенденцию к выклиниванию в районе ю-в оконечности о-ва Галля. Характерно, что вдоль отмеченных сближенных положительных аномалий осевой зоны на геологической схеме [6] получил отображение канал, выработанный в триасовых и ме-




Подписи к рис. 1

А. Батиметрическая схема (IBCAO) и положений срединной (рифтовой) зоны раздела. 1 – о. Земля Александры, 2 – о. Хейса.

Б. Схема, иллюстрирующая полосовой характер аномального магнитного поля. 1 – котловина Нансена Евразийского бассейна, 2 – желоб Франц-Виктория, 3 – желоб Святой Анны. Справа – шкала нТл.

В. Характер аномального магнитного поля области сочленения Евразийского бассейна и Лаптевоморской окраины. 1 – хребет Гаккеля, 2 – Лаптевомрский шельф, 3 – Таймыр, 4 – Новосибирский архипелаг.

Г. Схематическая геологическая карта центральной части о. Земля Александры (положение на рис. А). 1 – раннемеловые базальты и долериты, 2 – юрские базальты, 3 – дайка раннемеловых (?) базальтов, 4 – палеовулканический аппарат, 5 – линеаменты зоны Нагурского разлома, дешифрируемые на космических снимках, 6 – изученные обнажения и их номера (числа на врезке).

Д. Схематическая геологическая карта о. Хейса (положение на рис. А). 1 – раннемеловой базальтовый покров, 2 – раннемезозойские осадочные породы, 3 – дайки раннемеловых базальтов и долеритов, 4 – разломы, 5 – обнажения, упоминающиеся в тексте, 6 – скважина. Цифры в квадратах: 1 – дайка "Останцовая-1", 2 – дайка "Останцовая-2", 3 – дайка "Разбитая", 4 – дайка "Кривая", 5 – дайка "Сквозная", 6 – дайка "Аметистовая".

Е. Палеогеодинамическая реконструкция Арктики на 130 млн. лет (Лобковский, Шипилов, Кононов, 2013) с изменениями. Белые точечные пунктирные линии – предполагаемый пояс даек ЗФИ – Канадский Арктический архипелаг. Затемненная площадь в центре – палеоконтинент Арктида. Стрелки – основные направления смещений. 1 – Канадский бассейн и его осевой спрединговый центр, 2 – архипелаг ЗФИ и его срединная рифтовая зона, 3 – юрско-меловой грабен Эглингтон, 4 – блоки будущих хребтов Альфа-Менделеева и Ломоносова, 5 – поднятие Чукотское и Нортвинд, 6 – Аляска, 7 – Чукотка, 8 – Омолон, 9 – Пацифик, 10 – зоны субдукции и островные дуги, 11 – Новая Земля, 12 – Гренландия, 13 – Евразия

ловых образованиях и заполненный верхнепалеогеновыми нижнемиоценовыми отложениями.

Две краевые выделенные области с высокими значениями аномалий магнитного поля, как показывают материалы геологических съемок разных лет, в т.ч. и наши, представлены преобладающими, среди других форм проявления базальтоидного магматизма, телами покровов и силлов, причем с наиболее древними радиологическими возрастами (раннемезозойскими). Так, по опубликованным радиологическим данным для юго-западной области здесь имеются значения от 221,5 (Земля Георга) до 207,9 млн лет (Земля Александры), а для северо-восточной – от 220 млн лет (о. Рудольфа) до 180,9-187 (о-ва Рудольфа и Джексона). Естественно, что в этих областях имеются магматические проявления и более молодых эпох.

Отмеченные особенности приуроченности наиболее ранних проявлений базальтоидного магматизма к краевым частям выделенных областей

подтверждаются результатами наших исследований. Так, на о. Земля Александры (юго-западная область) мы располагаем 40 Ar/ 39 Ar датировками трех покровов в двух разрезах (рис. 1Г). В первом из них (обн. 25-23-24) для нижнего покрова миндалекаменных плагиоклазовых базальтов со столбчатой отдельностью (обр. 25-6) получены значения 189,9± 3,1 млн лет. Возраст среднего покрова базальтов и долеритов с глыбовой отдельностью оценивается в 156,5±5,3 млн лет. Самый верхний покров гигантостолбчатых базальтов имеет среднее взвешенное значение возраста по двум минералам (pl и pi) - 135±4 млн лет. По второму разрезу возраст (обн. 26-27-28) нижнего покрова (обр. 26-4) составляет 196,5±6,3 млн лет (pl), средний (обр. 27-5) – 152,6±14,5 млн лет (pl) и верхний (обр. 28-9) – 131,2±5,9 млн лет (среднее взвешенное по pl и pi).

Представляется, что последовательная наложенность покровов, видимая мощность которых составляет 15-35 и более метров, обусловила в результате контрастную выраженность ареала положительных магнитных аномалий.

Заметим, что в скважине Нагурской в интервале глубин 1300-3200 м вскрыты четыре силла имеющих также раннемезозойский (юрский) возраст – 151±11, 192±13, 170±12 и 203±14 млн лет (К-Аг метод, вал) [5]. Наши данные по возрасту покрова базальтов о. Гукера, формирующего плато Седова, – 189,1±11,4 млн лет (pl, обр. 38-5) – также подтверждают изложенную схему пространственной приуроченности раннемезозойских базальтоидов в контексте районирования аномального магнитного поля.

Теперь обратимся к возрасту толеитового магматизма срединной зоны архипелага разделяющей описанные выше области. В этом отношении наибольший интерес представляет о. Хейса (рис. 1Д), на котором авторами были изучены покров, дайки и силлы. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст образца 90 из базальтового покрова, бронирующего о. Хейса так же, как и о. Ферсмана, оценивается в 128,8±12,1 млн лет (рі). Нижний силл (обн. 80, обр. 80-3) был внедрен в осадочный разрез острова 126,2±2,8, а верхний (обн. 81, обр. 81-2) – 131,6±2,4 млн лет назад. Дайки острова расположены субпараллельно друг другу, за исключением дайки «Сквозная», дистанция между ними составляет 2-4 км. Наиболее молодая дайка острова – «Аметистовая» имеет возраст 125,2±5,5 млн лет (обн. 40, обр. 40-1), а наиболее древняя – «Сквозная» (обн. 79, обр. 79-4) – 138,1±2,6 млн лет. Возраст даек «Кривая» (обн. 74, обр. 74-2) – 133,5±4,1 млн лет, «Разбитая» (обн. 65, обр. 65-3) – 133,8±3.4 млн лет. Все приведенные новые значения ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастов – средние взвешенные значения по рІ и рі. Для одного из силлов была опубликована цифра возраста 137±16 млн лет (Sm/Nd), для дайки «Сквозная» – 124±1 (40Ar/39Ar, вал) [4], для дайки «Разбитая» – 138±10 млн лет (K-Ar, вал) [9]. Следует подчерк-

нуть, что, за исключением дайки «Аметистовая», все остальные дайки ова Хейса являются более древними по отношению к покрову острова. Добавим, что вулканические образования раннемезозойского или юрского возраста на острове нашими исследованиями не обнаружены.

Таким образом, акцентированная локализация даек о. Хейса в зоне раздела двух областей, их субпараллельное простирание и сближенные значения возрастов указывают на существование на временном отрезке валанжин – баррем (ранний мел) довольно хорошо проработанной тектонической полосы растяжения, обусловленной, судя по всему, развитием рифтовой зоны. Это подтверждается и трендами изменения химического состава базитов вкрест ее простирания [3]. По своему имиджу в структуре магнитного поля архипелага ЗФИ выделенная зона раздела весьма напоминает спрединговый центр хребта Гаккеля в области его сочленения с Лаптевоморской окраиной (рис. 1В). Исходя из общей палеотектонической ситуации [8,10] рассматриваемая зона согласуется по простиранию с полосой даек островов Королевы Элизабет (Queen Elisabeth Islands) и могла сочленяться с протяженным юрско-меловым рифтовым грабеном Эглингтон (Eglington) Канадского Арктического архипелага (рис. 1Е). В такой совокупности и трактовке тектонической позиции эта трансрегиональная зона растяжения в геодинамическом отношении может интерпретироваться как недоразвитый вторичный спрединговый центр, возникший в результате кратковременного перескока оси спрединга на соответствующем этапе эволюции Канадского бассейна.

Работа подготовлена в рамках выполнения проектов по Программам Президиума РАН № 23 и «Арктика».

Литература

1. Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 293-301.

2. 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.

3. Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М. Позднемезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПБ.: ВНИИОкеангеология, 2010. 174 с.

4. Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А. и др. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83. 5. Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреичев В.Л. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 965–969.

6. Твердые полезные ископаемые архипелагов и островов арктической континентальной окраины Евразии. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2010. 336 с.

7. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar возраста // ДАН. 2011. Т. 439, № 3. С. 376–382.

8. 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.

9. Dibner V.D. Geology of Franz Josef Land // Norsk Polarinstitutt. Meddelelser. 1998. № 146. 190p.

10. *Døssing A., Jackson H.R., Matzka J. et al.* On the origin of the Amerasia Basin and the High Arctic Large Igneous Province – Results of new aeromagnetic data // Earth and Planetary Sci. Lett. 2013. V. 363. P. 219–230.

11. *Shipilov E.V., Karyakin Yu.V.* Geodynamics of the Jurassic-Cretaceous basaltoid magmatism of the Arctic region and the origin of the Canadian oceanic basin // International Conference on Arctic Margins (ICAM-VI). University of Alaska Fairbanks, USA. 2011. P. 185-186.

И.А. Гарагаш¹, Р.Г. Корнева¹, Г.Б. Удинцев², А.В. Хортов², А.Е. Шлезингер¹

Генезис и возраст геоморфологических форм дна мирового океана

Познание батиметрии Морового океана базируется прежде всего на сейсмоакустике, эхолотировании и сейсморазведке, расшифровке отраженных волн, что подробно рассмотрено в монографии Г.Б. Удинцева [12]. Именно сейсмические материалы и картография при комплексировании с данными глубоководного бурения, драгирования и донными трубками позволяют раскрыть генезис и возраст геоморфологических форм Мирового океана.

¹ Геологический институт РАН

² Институт океанологии РАН



Рис. 1. Фрагмент сейсмоакустического разреза, иллюстрирующий локальные тектонические деформации Южной Атлантики (по Мутовкину, 2011)

Сейсмоакустическими исследованиями (Институт океанологии РАН 2010-2013) с высокочастотным профилографом «SES-2000 deep» в Южной и Центральной Атлантике, по геотраверзам Аргентийский шельф – Бискайский залив были пересечены и изучены: шельфы, континентальные склоны и их подножия, периферийные зоны и депоцентры океанических котловин и Северо-Атлантический срединный хребет [8]. Была установлена региональная структурная поверхность современных тектонических деформаций. Она накладывается на дочетвертичные и четвертичные локальные тектонические деформации и осложнена современными локальными тектоническими деформациями (рис. 1). Современная поверхность тектонических деформаций образует шельфы, где располагается на глубинах до первых сот метров, континентальные склоны, где опускается до 4-5 км, океанические котловины, где располагается на глубинах в 5-6 км и вновь поднимается на вершине Северо-Атлантического хребта до 2-3 км. Современная поверхность региональных тектонических деформаций доказывает, что океаническое дно Южной и Центральной Атлантики имеет тектонический генезис и связано с кратковременным региональным погружением (обрушением), созданным нисходящими вертикальными движениями – талассогенез . На площадях подножия континентальных склонов и океанических котловин поверхность современного талассогенеза фрагментарно перекрыта тонким слоем (до первых десятков метров) контуритовых и пелагических осадков и осложнена контуритовыми каньонами [11].

На большей части акватории Мирового океана разрешаемая способность сейсмических исследований НСП и МОГТ не выходит за пределы первых метров осадочного чехла. На площадях шельфов в верхнекайнозойских отложениях повсеместно устанавливаются поверхности угловых (структурных) несогласий и срезов, образованных вертикальными восходящими тектоническими движениями. Они прослеживаются до бровок шельфов, где сменяются согласными напластованиями (рис. 2). В шельфах, не захваченных восходящими вертикальными движениями фиксируется региональное погружение океанического дна. Согласно подстилающих его слоев осадочного чехла оно резко увеличивается на их бровках, переходящих в континентальные склоны, их подножия и океанические котловины опускались на глубины до 6–7 км (рис. 2,3), с последующим подъемом до 2-3 км на вершинах срединно-океанических хребтов и поднятий и склонах тектоно-вулканических хребтов. В осевых зонах глубоководных желобов океаническое дно опускается до 8–10 км, а в Марианском глубоководном желобе до глубины 11,022 км. Как и в Южной и Центральной Атлантике глобальное опускание дна акватории Мирового океана связано с кратковременным погружением (обрушением) талассогенезом.

В приполярных окраинах Мирового океана в преобразовании шельфовых пространств огромную роль играют шельфовые и материковые ледники. Они приводят к региональному наклону дна акватории от бровки шельфа к береговой линии ледников, где образуются шельфовые котловины глубиной до нескольких сот метров, окружающие разорванным кольцом Антарктиду. Глубоководные желоба океанов, сопряженные с кайнозойскими подвижными поясами континентов, образованы двумя импульсами кратковременных погружений (обрушений). Первый - компенсация орогенеза, превратившего кайнозойские подвижные пояса в горные сооружения. В пределах сопряженных платформ суши он создал краевые прогибы, а в пределах океанов в середине четвертичного времени образовались желоба глубиной до 3-4 км частично компенсированные осадками, так называемого турбидитного клина толщиной до первых сот метров, и водой толщиной до 3–4 км. Второй импульс связан с глобальным океаническим импульсом талассогенеза, опустившего их до современных глубин в 8–10 км и даже 11,022 км. Непосредственный переход краевых прогибов суши в глубоководные желоба установлен в Индонезийском секторе краевых морей. Склон желоба, обращенный в строну суши, соединился с более молодым склоном поверхности подвижного пояса, образовав единый континентальный склон, аналогичный рассмотренным выше склонам.



Рис. 2. Поверхности талассогенеза (выделена заметными точками) на континентальной окраине Анголы (по Волков и др., 1981). Индексы, знаки, цифры отражают возраст состав пород, цифры – сейсмические скорости



Рис. 3. Поверхность талассогенеза (выделена заметными точками) на континентальной окраине Индийского океана (Волков и др., 1981)

Батиметрию дна Мирового океана вырисовывают сложные извилистые контуры, ограничивающие срединно-океанические хребты, поднятия, периферийные области океанических котловин и их депоцентры [6]. Установленные площадные параметры геоморфологических форм свидетельствуют о вертикальной природе, создающих их кратковременных опусканий талассоненеза.

Дно акватории Мирового океана осложнено продольными поперечными грабенами. Первые из них приурочены к вершинам срединноокеанических хребтов и поднятий, где их амплитуда достигает несколько тысяч метров. Особенно она велика (до 5 км и более) при пересечении продольных грабенов растяжения поперечными. Последние чаще располагаются на площади океанических котловин, где их амплитуда не выходит за пределы первых сотен метров. Геоморфологические формы, составляющие дно Мирового океана позволяют утверждать, что они возникли за счет талассогенеза и плюмогенеза. Его батиметрия представляет единую тектоно-магматическую поверхность. Талассогенез приводит к дифференцированному кратковременному погружению (обрушению). Плюмогенез создает положительные тектонические структуры, тектоно-вулканические поднятия, магматизм и приводит к состоянию глобального растяжения недр. Геологические процессы в виде эрозии, седиментации, колебаний уровня водного слоя и др. лишь незначительно влияют на океаническую поверхность дна.

Верхнеплейстоцен-голоценовые глубоководные желоба активных континентальных окраин океанов являются аналогами краевых прогибов подвижных поясов континентов. Их амплитуда достигала 3–4 км. В голоцене они были захвачены талассогенезом и совместно с другими частями акватории Мирового океана были пассивно опущены до глубины 8-9 км, а местами до 10–11 км [1, 6].

Меньшее значение для акватории Мирового океана имеют вертикальные восходящие тектонические движения. В центральных районах Индийского океана, в Южной Атлантике [10] они создают изометричные поднятия, в Тихом океане вносят свой вклад в образование поднятий Шатского, Хесса, краевых валов, обрамляющих глубоководные желоба. С.Г. Сколотнев [11] связывает с плюмогенезом срединно-океанические хребеты и поднятия, тектоно-вулканические структуры типа Китового хребта. Кайнозойский вулканизм и приводит недра акватории Мирового океана в состояние глобального растяжения, образующего грабены растяжения.

Плюмогенез по данным А.А. Пейве [11], Ю.М. Пущаровского, Д.Ю. Пущаровского [9] представляет процесс подъема разуплотненного вещества грабеновой формы диаметром около 200 км, увеличивающегося во фронтальной части до 1000 км. Они возникают на границе ядромантия на разных уровнях нижней мантии. Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин [7] считают, что крупные плюмы возникают в среднем каждые 30 млн лет в результате периодического накопления тепла и летучих компонентов, а время их подъема к поверхности Земли составляет около 5 млн лет.

Талассогенез по данным ряда исследователей [4, 5, 2, 3, 13, 14] связан с аномальной мантией, течение которой в условиях растяжения создает вытянутые и замкнутые конвективные ячейки. Первые из них протягивались на многие десятки тысяч километров, а вторые замкнутые конвективные ячейки, размеры которых не выходят за пределы нескольких тыс. км. Растекание аномальной мантии в вытянутых и замкнутых конвективных ячейках увлекает литосферу за собой. Возникают вязкие силы, которые вызывают её быстрое погружение с максимальными градиентами по периметру, приводя к образованию континентальных склонов. Талассогенез вероятно способствует десерпентизации мантии, о чем свидетельствуют высокие скорости сейсмического слоя 3В, приводя к резкому увеличению воды в Мировом океане.

Талассогенез и плюмогенез при своем сопряжении существенно изменяли свои величины. Так срединно-океанические хребты и поднятия, если бы не захватывались талассогенезом превращались бы в островную сушу. А при отсутствии плюмогенеза, занятые срединно-океаническими хребтами и поднятиями площади океанов стали бы наиболее пониженными участками его дна. Грабены растяжения усиливают талассогенез, увеличивая амплитуду их общего погружения на сотни и первые тысячи метров. Компенсацией тектонических структур Мирового океана, созданных талассогенезом является осадочный чехол и водный слой.

Литература

1. Волков А.Н, Гагельганц А.А., Юнов А.Ю. Строение и нефтегазоносность окраин Континентов. М.: Недра, 1981. 250 с.

2. Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е. Топодепрессии Земли и физический механизм их образования. Материалы 45 (XLV) Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 264–270.

3. Гарагаш И.А., Лобковский Л.И., Шлезингер А.Е. Геодинамическая модель и эволюция глубоководных акваторий Северного Ледовитого океана в позднем мезозое-кайнозое по данным сейсмических исследований // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С. 11–28.

4. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Механика возникновения кольцевых и блочных структур земной коры // Докл. АН СССР. 1990. Т. 316, № 1. С. 62-65.

5. Гарагаш И.А., Шлезингер А.Е. Типы конвективных ячеек и создаваемые ими тектонические структуры // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Т. 81, вып. 6. 2006. С. 3–8.

6. Географический атлас Мира. Рига: «Яня Сетам»; Росмэн, 1998. 96 с.

7. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Об источниках мантийных плюмов // ДАН. Т. 373. № 1. 2000. С. 84–86.

8. Левченко О.В. Внутренняя тектоника океанов // Современное состояние наук о Земле. М.: Россия, 2011. С. 1082–1085.

9. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–40.

10. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А.* Новые данные о неотектонических деформациях дна западного фланга Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Докл. АН. Т. 430, № 6. 2010. С. 792–796.

11. Тектоника и железомарганцевая металлогения Атлантического океана // Тр. ГИН РАН; Вып. 594. М.: ГЕОС, 2011. 292 с.

12. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.

13. Шлезингер А.Е. Тектогенез и седиментогенез по данным сейсмостратиграфии и её возможность в интерпретации осадочных и осадочно-вулканогенных бассейнов // Бюлл. МОИП, Отд. геол. Т. 86, вып. 6. 2011. С. 3–24.

И.А. Гарагаш¹, Р.Г. Корнева¹, Г.Б. Удинцев², А.В. Хортов³, А.Е. Шлезингер¹

Геологические процессы, создающие лик Мирового океана

Сейсмоакустика, сейсморазведка отраженных волн и сейсмостратиграфический анализ [13, 14] позволяют раскрыть строение и генезис тектонических деформаций и геологических тел. Наиболее интересный и важный сейсмический материал, раскрывающий тектонические деформации по геотраверзам Аргентийский шельф – Бискайский залив получен в 2009-2013 годах Институтом океанологии РАН, при использовании профилографа «SES-2000 deep» [9]. Построенные по этим данным сейсмоакустические разрезы позволили выделить в Южной и Центральной Атлантике дочетвертичные, четвертичные и современные локальные тектонические деформации. Они представлены антиформами, синформами и монокиналями с углами наклона до первых градусов, амплитудой до десятков метров и размерами до сотен метров (рис. 1). Их региональная составляющая может быть восстановлена только для современных тектонических деформаций. Она представляет единую структурную поверхность, созданную кратковременным опусканием (обрушением) амплитудой до 5,0-6,0 км, которая образовала шельфы, континентальные склоны, океанические котловины, внесла свой вклад в формирование Северо-Атлантического срединного хребта и подводных возвышенностей. Современные региональные тектонические деформации могут быть выделены под названием талассогенеза.

Сейсморазведка отраженных волн НСП и МОГТ освещает весь разрез осадочного чехла и поверхность акустического фундамента [2]. Ус-

¹ Геологический институт РАН

² Институт геохимии и аналитической химии РАН

³ Институт океанологии РАН



Рис. 1. Фрагмент сейсмоакустического разреза. По Мутовкину (2011) иллюстрирующий локальные тектонические деформации Южной Атлантики

танавливаются региональные структурные поверхности домелового, доверхнемелового, допалеогенового, домиоценового, доплиоценового и четвертичного возрастов, созданные кратковременным опусканием (обрушением) талассогенеза. Наиболее полно изучена четвертичная поверхность талассогенеза, которая охватывает всю акваторию Мирового океана (рис. 2, 3). Она является главным параметром в создании его современного лика. Частотный спектр сейсморазведки не позволяет датировать её точнее четвертичного возраста, то есть первых миллионов лет. Однако судя по материалам сейсмоакустики Южной и Центральной Атлантики диапазоны четвертичного талассогенеза не выходит за пределы первых сотен тысяч лет. От шельфов через континентальные склоны, их подножия четвертичная поверхность талассогенеза опускается до 6,0-7,0 км в океанических котловинах, вновь воздымаясь до первых километров на вершинах срединно-океанических хребтов, поднятий до сотен метров на площади подводных возвышенностей и до наземной гипсометрии на площади островов. Наиболее круто четвертичная структурная поверхность талассогенеза наклонена на площадях различных склонов, где её погружение достигает нескольких градусов. Отмечаются редкие участки, где она по крутым сбросам опускается до первых километров. На площадях шельфов и океанических котловин наклон структурной четвертичной поверхности талассогенеза обычно не выходит за пределы долей градуса. Чаще четвертичная структурная поверхность талассоге-



Рис. 2. Поверхности талассогенеза (выделена заметными точками) на континентальной окраине Анголы (Волков и др., 1981). Индексы, знаки и цифры отражают возраст, состав пород, и сейсмические скорости



Рис. 3. Поверхность талассогенеза (выделена заметными точками) на континентальной окраине Индийского океана (Волков и др., 1981). Индексы, знаки отражают возраст и состав пород

неза продвигается на максимальное расстояние в сторону суши. Значительно реже фиксируются случаи, когда более низкие структурные поверхности талассогенеза располагаются ближе к суше, а наиболее молодая четвертичная структурная поверхность талассогенеза смещена в сторону океана.

Структурные поверхности домелового, допозднемелового, домиоценового и доплиоценового талассогенеза изучены значительно хуже преимущественно на континентальных окраинах Атлантики. По ним удается установить фрагменты домеловых, допозднемеловых, допалеогеновых, домиоценовых и доплиоценовых континентальных палеосклонов и палеокеанических котловин. Палеосрединные океанические хребты, поднятия и палеовозвышености практически нигде не установлены. Палеошельфы, континентальные палеосклоны и океанические палеокотловины сложены относительно глубоководными отложениями, причем палеоемкости достигали глубины до первых километров, но чаще не выходят за пределы сотен метров. Структурные поверхности талассогенеза океанов перекрывают или соприкасаются по разломам с периокеаническими прогибами платформ Континентов [1]. Внешние пологие крылья последних иногда в виде тонких утоняющихся клиньев проникают вглубь океанов, перекрывая океанический акустический фундамент.

Существенно меньшее значение на акватории Мирового океана имеют ют вертикальные восходящие тектонические движения. В центральных районах Индийского океана, в южной Атлантике [13] они создают изометричные поднятия, в Тихом океане вносят свой вклад в образование поднятий Шатского, Хесса, краевых валов, обрамляющих глубоководные желоба их связывает с плюмогенезом, который создает срединноокеанические хребты, поднятия, тектоно-вулканические структуры типа Китового хребта, кайнозойский вулканизм и приводит недра акватории Мирового океана в состояние глобального растяжения [11]. Последнее отражается образованием грабенов растяжения.

Плюмогенез представляет процесс подъема разуплотненного вещества грибовидной формы диаметром около 200 км, увеличивающегося во фронтальной части до 1000 км [10, 11, 13]. Они возникают на границе ядро-мантия на разных уровнях нижней мантии [8] считают, что крупные плюмы возникают в среднем каждые 30 млн лет в результате периодического накопления тепла и летучих компонентов, а время их подъема к поверхности Земли составляет около 5 млн лет.

Талассогенез связан аномальной мантией, течение которой в условиях растяжения создает вытянутые и замкнутые конвективные ячейки (рис. 4, 5) [3, 4, 5, 6]. Первые из них протягивались на многие десятки тысяч километров, а вторые замкнутые конвективные ячейки, размеры которых не выходят за пределы нескольких тысяч километров. Расстекание аномальной мантии в вытянутых и замкнутых конвективных ячейках увлекает литосферу за собой. Возникают вязкие силы, которые вызывают её быстрое погружение с максимальными градиентами по периметру, приводя к образованию континентальных склонов. Талассогенез вероятно способствует десерпентизации мантии, о чем свидетельствуют высокие скорости сейсмического соя 3В, приводя к резкому увеличению воды в Мировом океане.

Талассогенез и плюмогенез при своем наложении существенно изменяли свои величины. Так срединно-океанические хребты и поднятия если бы не захватывались талассогенезом превращались бы в островную сушу. А при отсутствии плюмогенеза, занятые срединно-океаническими хребтами и поднятиями площади океанов стали бы наиболее понижен-



Рис. 4, 5 – иллюстрация конвективной ячейки

ными участками его дна. Грабены растяжения усиливают талассогенез, увеличивая амплитуду их общего погружения на сотни и первые тысячи метров. Компенсацией тектонических структур Мирового океана, созданных талассогенезом является осадочный чехол и водный слой.

Литература

1. Антипов М.П., Беляков С.Л., Пущаровский Ю.М., Шлезингер А.Е. О тектонике периокеанических бассейнов // Геотектоника. 1994. №1. С. 68-73.

2. Волков А.Н., Гагельганц А.А., Юнов А.Ю. Строение и нефтегазоносность окраин континентов. М.: Недра, 1981. 250 с.

3. Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е. Топодепрессии Земли и физический механизм их образования // Материалы 45 (XLV) Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 264–270.

4. Гарагаш И.А., Лобковский Л.И., Шлезингер А.Е. Геодинамическая модель и эволюция глубоководных акваторий Северного Ледовитого океана в позднем мезозое- кайнозое по данным сейсмических исследований // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 4. М.: ГЕОС, 2012. С. 11–28.

5. *Гарагаш И.А., Николаевский В.Н.* Механика возникновения кольцевых и блочных структур земной коры // Докл. АН СССР. 1990. Т. 316, № 1. С. 62–65.

6. *Гарагаш И.А., Шлезингер А.Е.* Типы конвективных ячеек и создаваемые ими тектонические структуры // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Т. 81, вып. 6. 2006. С. 3–8.

7. Географический атлас Мира. Рига: «Яня Сетам»; Росмэн, 1998. 96 с.

8. *Добрецов Н.Л., Кирдашкин А.Г.* Об источниках мантийных плюмов // ДАН. Т. 373. № 1. 2000. С. 84–86.

9. Левченко О.В. Внутренняя тектоника океанов // Современное состояние наук о Земле. М.: Россия, 2011. С. 1082–1085.

10. Пущаровский Ю.М., Пущаровски Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–40.

11. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А.* Новые данные о неотектонических деформациях дна западного фланга Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Докл. РАН. Т. 430, № 6. 2010. С. 792–796.

12. Тектоника и железомарганцевая металлогения Атлантического океана // Тр. ГИН РАН; Вып. 594. М.: ГЕОС, 2011. 292 с.

13. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмотратиграфия // Тр. ГИН РАН; Вып. 512. М.: Научный мир, 1998. 144 с.

14. Шлезингер А.Е. Тектоническая структура земной коры // Бюлл. МО-ИП, отд. Геол. Т. 78, вып. 3. 2003. С. 3–10.

Эксперименты Телье и свойства термохимической намагниченности, полученной при окислении титаномагнетита

Задачи палеомагнетизма решаются путём расшифровки информации о характеристиках геомагнитного поля, записанной в древних горных породах, что возможно лишь при условии сохранности первичной намагниченности образцов исследуемых горных пород. Для целей определения палеонапряжённости на вулканических породах, кроме первичности и хорошей сохранности NRM, требуется доказать ещё и термоостаточную природу (TRM) естественной остаточной намагниченности (NRM). В то же время известно, что стабильная и значительная по величине остаточная намагниченность может быть создана и в результате химических изменений магнитных минералов при повышенных температурах. Если такая намагниченность создаётся в ходе первичного охлаждения породы, то она называется термохимической (TCRM). Если же она возникает при повторном прогреве породы и длительной выдержке при повышенной температуре T_{CRM} , то её принято называть про-сто химической или CRM. Авторы [1, 2] предположили, что термооста-точная (TRM) И химическая (CRM) или термохимическая(TCRM) намагниченностимогут иметь схожую температурную стабильность, т.е. близкие спектры блокирующих температур $(T_{\rm b})$, и стало быть, будут неразличимы с точки зрения экспериментов по методикам Телье или Вильсона-Буракова, давая в итоге ложные определения палеонапряжён-ности.

Согласно имеющимся теоретическим представлениям, образование СRM может происходить через механизм роста объёма мелких суперпарамагнитных (СПМ) зёрен, когда их объём вырастает до однодоменного (ОД) блокирующего объёма v_b [3]. Другой механизм образования CRM возможен при изменении состава ферримагнитного зерна, когда в некоторой его части, (либо во всём объёме) происходит рост температуры Кюри T_c [4]. Такая намагниченность возникает в образцах, содержащих титаномагнетитовые (ТМ) зёрна при их выдержке в ненулевом поле *В* при температуре $T_{\text{тсRM}}$, превышающей T_c исходного титаномагнетита. При этом в начале происходит однофазное окисление титаномагнетита до титаномаггемита, с последующим твердофазным распадом на уль-

¹ ГО «Борок» ИФЗ РАН

вошпинель (гемоильменит, если процесс окисления зашёл достаточно далеко) и магнетит. Поскольку оба эти процесса приводят к существенному росту T_c , то, при условии $T_{\text{TCRM}} < T_c$ магнетита, в какой-то момент текущая температура Кюри этих зёрен превысит T_{CRM} и в образце возникнет спонтанная намагниченность M_s . Дальнейший рост T_c и/или объёма зерна приведёт к блокировке его магнитного момента *m* и образованию CRM.

Несмотря на большую распространенность такого сценария, он мало исследован как экспериментально, так и теоретически. Те же работы, что имеются в литературе, приводят противоречащие друг другу экспериментальные данные о схожести термостабильности TRM и CRM [5, 2]. В настоящей работе предпринята попытка систематического экспериментально исследования свойств TCRM, возникающей при термическом отжиге TM и сравнения их со свойствами, предсказываемыми вышеупомянутыми моделями CRM.

Для экспериментов были взяты образцы ТМ сибирских траппов возраста 251 млн лет. Изотермические отжиги исходных образцов проводились в атмосфере воздуха при температурах 400, 450, 500 и 530°С с экспозицией от 5 минут до 200 часов. При этом на разных этапах временно́й выдержки данные образцы охлаждались до комнатной температуры (T_0) и отдельные их кусочки изучались методами оптической и растровой электронной микроскопии, рентгеноспектрального электронно-зондового анализа, порошковой рентгеновской дифрактометрии, а также термомагнитного анализа и измерения параметров петель магнитного гистерезиса.

Методика создания TCRM проиллюстрирована на рис. 1а. Сначала образец терморазмагничивался (сплошная линия) до практического исчезновения NRM, что происходило при температурах $\approx (350-400)$ °C и нагревался до выбранной температуры реакции $T_{\rm CRM}$, где включалось внешнее магнитное поле *B* и выполнялся мониторинг величины CRM как функции времени *t*. По истечении заданного времени образец охлаждался в присутствии или отсутствии поля *H* (в зависимости от эксперимента) до комнатной температуры (пунктирная линия). В результате описанной процедуры в образце возникала остаточная намагниченность, равная сумме CRM и pTRM, при остывании в нулевом внешнем поле *H* остаточная намагниченность состояла только из CRM.

При микроскопических исследованиях свежих образцов видны 2 генерации ТМ, характеризующихся разным размером зерен: микровкрапленников неправильной формы, размеры которых варьируют в пределах от 10 до 70 мкм (в среднем 30–50 мкм) (рис. 2), а также более мелких (1– 5 мкм) изометричных зерен, неравномерно рассеянных в основной массе



Рис. 1. Сверху: кривая терморазмагничивания NRM (сплошная линия) и остывания CRM (пунктирная линия). Обе кривые сняты в нулевом внешнем поле. CRM приобреталась при 400 °C в поле 50 мкТ в течение 200 часов. Снизу: микрофотография (в обратно рассеянных электронах) полированных поверхностей аншлифов образца в исходном состоянии

породы. Результаты магнитоминералогических исследований показали, что ферримагнитным минералом является гомогенный однофазно окисленный титаномагнетит (TM) с $T_c \approx 200-270$ °C. Наличие однофазного окисления TM частиц качественно подтверждается проявлением в аншлифе оптических признаков повышенной маггемитизации (рис. 1), а именно, наличием системы извилистых трещин, не привязанных к кристаллографическим плоскостям TM и разбивающих зерна на блоки субмикронного размера. При прогревах до 500°Си выше происходит распад TM на магнетитовые ячейки, разделённые гемоильменитовыми ламелями.

Мониторинг приобретения TCRM и роста намагниченности насыщения образца J_s со временем *t* показал хорошее подобие этих кривых. При этом, если изменения J_s со временем, в частности, спад J_s при продолжающемся отжиге, можно связать с изменениями в минералогии TM зёрен, то соответствующий спад в величине CRM можно объяснить только тем, что CRM была приобретена уже на ранней стадии отжига, при *t* < 2000 секунд, так что изменения её величины при дальнейшем отжиге лишь повторяют изменения в величине J_s .

Результаты по определению «палеонапряжённости» H_{anc} по химической намагниченности по методике Телье проиллюстрированы на рис. 2 и суммированы в таблице 1.

T _{TCRM}	TCRM (50 μT)	pTRM (30 μT)	TCRM+pTRM(high)	TCRM+pTRM(low)
400	21.5	23.2	25.3	35.1
450	30.0	28.7	30.0	60.0
500	27.4	28.8	28.5	41.4
530	22.6	35.7	26.4	43.2

Выводы

1) Хотя практически все диаграммы Араи-Нагата обладают той или иной степенью вогнутости, на них присутствуют квазипрямолинейные участки, на которых кривизна почти незаметна, что позволяет выполнить формальную процедуру определения *H*_{anc}.

2) Величина вычисленной «палеонапряжённости» по высокотемпературной части диаграмм Араи-Нагата для образцов, содержащих TCRM, в (1.5–2) раза ниже той, в которой эта TCRM создавалась [столбец TCRM + pTRM (high)].

3) Величина вычисленной «палеонапряжённости» по низкотемпературной части диаграмм Араи-Нагата для образцов, содержащих «чистую» pTRM, определяется со значительной ошибкой (столбец pTRM). Для образцов, содержащих комбинацию PTRM и TCRM [столбец TCRM



Рис. 2. Диаграммы Араи-Нагата (NRM, pTRM) при $B_{\pi a \sigma}$ = 30 µT. T_{CRM} = 500 ⁰C, B_{CRM} = 50 µT. Сверху Напс = 27.4 µT, определённая по интервалу (540, 590) ⁰C. Снизу диаграмма Араи-Нагата (TCRM+ pTRM₂₀⁵⁰⁰, pTRM). Напс = 28.5µT, определённая по интервалу (540, 590) ⁰C (CRM) и Напс = 41.4µT, определённая по интервалу (400,540) ⁰C (pTRM)

+ pTRM (low)], «палеонапряжённость» всегда заметно превышает поле создания pTRM.

4) На всех диаграммах Араи-Нагата имеется присутствие небольшого, но всё же заметного отклонения check-points (крестики) от исходных pTRM (треугольники).

Работа выполнена при поддержке Гранта Правительства РФ (Договор № 14.Z50.31.0017).

Литература

1. Smirnov A.V., Tarduno J.A. Thermochemical remanent magnetizationin Precambria rocks Are we sure the geomagnetic field was weak? // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. B06103. doi:10.1029/2004JB003445.

2. Draeger U., Prevot M., Poidras T., Riisager J. Single-domain chemical, thermochemical and thermal remanences in a basaltic rock // Geophys. J. Int. 2006. V. 166. P. 12–32.

3. *Kobayashi K*. Magnetization-blocking process by volume development of ferromagnetic fine particles // J. Phys. Soc. Jpn. 1962. V. 17. P. 695–698.

4. Белоконь В.И., Кучма Ф.С., Соппа И.В. Некоторые закономерности образования остаточной намагниченности в процессе химических превращений, сопровождающихся изменением точки Кюри продуктов реакции // Физика Земли. 1995. № 11. С. 84-91.

5. Gendler T.S., Shcherbakov V.P., Dekkers M.J., Gapeev A.K., Gribov S.K., *McClelland E*. The lepidocrocite-maghemite-haematite reactionchain—I. Acquisition of chemical remanent magnetization bymaghemite, its magnetic properties and thermal stability // Geophys. J. Int. 2005. V. 160. P. 815–832.

А.Н. Юричев¹

Геодинамика раннедокембрийских мафит-ультрамафитовых интрузивов кулибинского комплекса Восточного Саяна

Реконструкция геодинамической обстановки региона (складчатого пояса или кратона) позволяет определить характер и тип происходивших здесь геологических процессов и соответствующий этим процессам тип оруденения, а также последующие изменения этого оруденения. От геодинамиче-

¹ Томский государственный университет, Томск, Россия

ской обстановки зависит характер и степень деформаций (разрывных или складчатых), метаморфизма, а также сохранность руд и вмещающих пород.

В пределах Канской глыбы Восточного Саяна широким распространением пользуются интрузивы ультраосновных и основных пород [1-2], которые объединяются в четыре комплекса: идарский дунит-гарцбургитовый условно позднеархейского возраста; кингашский никеленосный дунит-верлит-пикритовый «малых» интрузивов, датируемый разными авторами от позднего архея до позднего протерозоя; кулибинский перидотит-пироксенит-габбровый раннепротерозойский; талажинский плагиодунит-троктолит-анортозит-габбровый расслоенный комплекс рифейского (?) возраста.

Раннепротерозойский кулибинский комплекс в Канской глыбе Восточного Саяна представлен дифференцированными массивами и телами размером до 5,5 км², которые преимущественно локализованы в долинах pp. Кулиба, Кулижа, Мал. Агул, Кунгусс и на водораздельных хребтах между ними [3]. Они залегают в окружении интенсивно дислоцированной позднеархейской(?)-раннепротерозойской амфиболито-гнейсовой толщи, представленной амфиболитами, плагиоклаз-амфиболитовыми сланцами, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с прослоями мраморов и кварцитов. Массивы комплекса характеризуются на современном денудационном срезе преимущественно габброидным составом при подчиненной роли ультрамафитов [1]. Установленные аэромагнитные аномалии на исследуемой территории позволяют предполагать наличие значительных по объему пластин перидотитов в основании массивов комплекса и их практически полную сохранность в результате слабого современного эрозионного среза последних.

Среди ультрамафитов комплекса установлены лерцолиты (СРх~60 %, ОРх~15 %, ОІ~30 %), верлиты (ОІ~45 %, СРх~40-45 %, Нb~10 %), роговообманковые перидотиты (Hb~45 %, OI~25 %, OPх~20 %, СРх~10 %), роговообманковые вебстериты (ОРх~20 %, СРх~40 %, Hb~40 %), роговообманковые клинопироксениты (СРх~60 %, Hb~35 %, PI~5 %), пироксеновые горнблендиты (Hb~65-90 %; СРх~10-25 %) и горнблендиты (Hb~70-85 %, СРх~10-15 %, PI~5-10 %). Структура пород панидиоморфная, гипидиоморфная и пойкилитовая. По химическому составу оливин соответствует хризолиту (Fa=16-19 %), ортопироксен – бронзиту (En=80-82,5 %, Fs=15-17 %, Wo=1-2 %), клинопироксен – диопсиду и железистому диопсиду (En=41-48 %, Fs=5-10,5 %, Wo=46-50 %), а также субкальциевому авгиту (En=48-52 %, Fs=14-16 %, Wo=27,5-29 %), плагиоклаз, по координатам двойниковой оси – лабрадору № 57-61.

Габброиды представлены роговообманковыми норитами (Hb~35-50 %, OPx~5-10 %, Pl~40-60 %), роговообманковыми габбро-норитами

(Hb~35-40 %, CPx+OPx~5-15 %, Pl~45-50 %) и роговообманковыми габбро (Hb~30-90 %, CPx до 10 %, Pl~10-60 %). Структура пород порфировидная, габбро-офитовая, гипидиоморфная и пойкилитовая. По химическому составу клинопироксен соответствует субкальциевому авгиту (En=48-49 %, Fs=13-16,5 %, Wo=28,5-29 %), плагиоклаз, по углу симметричного погасания – лабрадору № 55-57.

Для главных разновидностей интрузивных пород кулибинского комплекса было выполнено моделирование фракционной кристаллизации по программе КОМАГМАТ-3.52, основанной на методе геохимической термометрии [4]. Согласно результатам проведенных расчетов, равновесная кристаллизация расплава интрузий кулибинского комплекса происходила в последовательности: Ol \rightarrow Ol+OPx \rightarrow Ol+OPx+CPx \rightarrow OPx+CPx+P1→ P1+CPx, при этом кристаллизация начиналась при T~1150 °C из магматического расплава, отвечающего следующему химическому составу (в масс. %): SiO₂ - 50,5%, TiO₂ - 1,5%, Al₂O₃ -14,5%, FeO_{tot} – 9%, MgO – 6%, CaO – 9%, Na₂O – 2%, K₂O – 0,8%, P₂O₅ – 0,18%. Оцененный состав родоначальной магмы интрузий рассматриваемого комплекса, вероятно, соответствует известково-щелочному базальту пониженной железистости. В пользу данного утверждения также свидетельствуют перенасыщенность «свежих» пород комплекса SiO₂, частое присутствие в составе пород ортопироксена и роговой обманки, отсутствие тренда обогащения железом, заметное по сравнению с толеитовой серией содержание в составе REE легких элементов Се-группы и более высокая общая сумма REE, а также высокое содержание H₂O – до 3 масс. % [5].

Таким образом, родоначальные расплавы для интрузий кулибинского комплекса, по результатам моделирования их химических составов и по петрогеохимическим особенностям пород, очевидно, соответствуют известково-щелочной петрохимической серии. Образования этой серии преимущественно характерны для конвергентных границ плит, где развиты зоны субдукции [5]. Данный факт подтверждается также хорошей сопоставимостью полей мультиэлементных спектров перидотитов (klp) и габброидов (klg) кулибинского комплекса с усредненным спектром известково-щелочных базальтов активных континентальных окраин (CABM) (рис. 1), а также положением точек состава пород на тектонических диаграммах К. Конди (рис. 2).

Принимая данную геодинамическую обстановку формирования интрузий кулибинского комплекса, хорошо объясняется обогащение их родоначальных расплавов литофильными элементами КИР (Rb, Ba, K, Th, Sr, La, Ce) и H₂O в процессе контаминации исходных расплавов флюидами (обогащенными данными литофильными элементами), по-



Рис. 1. Поля мультиэлементных спектров перидотитов и габброидов кулибинского комплекса, нормированные по примитивной мантии [6]. Для сравнения показаны усредненные спектры толеитовых базальтов островных дуг (IAB) и известково-щелочных базальтов активных континентальных окраин (CABM) [7]

ступающими за счет дегидратации субдуцируемой пластины океанической коры, а, частично, и из втянутых в зону субдукции осадков [5].

Анализ процессов магмогенерации на конвергентных границах плит чрезвычайно затруднен отсутствием надежных данных о причинах и условиях плавления в зоне субдукции, и поэтому в настоящее время отсутствует общепринятая модель магмообразования в этих условиях. Наиболее распространенная точка зрения, что родоначальным расплавом для образования известково-щелочной серии являются толеитовые базальты, обычно ассоциирующие с известково-щелочными базальтами и связанные с ними постепенными переходами в структурах островных дуг, активных континентальных окраин и зон коллизии [8-9]. Принимая данную точку зрения, можно предполагать, что родоначальные известково-щелочные базальтовые расплавы кулибинского комплекса формировались вблизи сейсмофокальной зоны в результате плавления перидотитов мантийного клина и пелагических осадков под воздействием водных флюидов, образующихся при дегидратации субдуцируемой плиты.



Рис. 2. Положение составов пород кулибинского комплекса (черные кружки) на диаграммах Zr/Nb–Tb/Th и Nb/Y–Zr/Y [8]: UC – верхняя континентальная кора; PM – примитивная мантия; DEP – глубинная деплетированная мантия; REC – рециклированный компонент; EN – обогащенный компонент; HIMU – источник с высоким отношением U/Pb; EM1 и EM2 – обогащенные мантийные источники; ARC – островодужные базальты; N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; OPB – базальты океанических плато. Стрелками показаны эффекты парциального плавления (F) и влияния субдукционных флюидов (SUB). Утолщенная штриховая линия на диаграмме – вероятная граница, разделяюшая плюмовые и неплюмовые источники

Литература

1. Чернышов А.И., Юричев А.Н. Петрология и потенциальная рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов талажинского и кулибинского комплексов Восточного Саяна. Томск: ЦНТИ, 2012. 131 с.

2. Юричев А.Н. Мафит-ультрамафитовый магматизм Канской глыбы и его рудный потенциал, Северо-Запад Восточного Саяна // Руды и металлы. 2013. № 3. С. 11-20.

3. Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / Под ред. В.И. Богнибова, А.П. Кривенко, А.Э. Изоха и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 1995. 151 с.

4. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.

5. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 606 с.

6. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry / Magmatism in the oceanic basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.

7. *Condie K.* Plate tectonics and crustal evolution. N.Y.: Pergamon Press Inc., 1989. 288 p.

8. *Condie K*. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. Vol. 79. P. 491-504.

9. Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 325 с.

10. Kay S.M, Kay R.W. Aleutian magmas in space and time // Decade N. Amer. Geol. 1990. Vol. 12. P. 438-518.

Ф.Л. Яковлев¹

О свидетельствах влияния изостазии на формирование складчатой и орогенной структуры Большого Кавказа

Решение проблемы механизмов образования складчатых структур, также как вопроса о процессах формирования горных сооружений, в методологическом отношении находится не на пути создания еще одной или нескольких геодинамических умозрительных схем, а в направлении разработки численных моделей анализируемых процессов. Желательно, чтобы эти модели количественно описывали процессы в таких параметрах, которые могут быть проверены (измерены) непосредственно на природных объектах. Величина укорочения складчатой структуры в масштабе всего осадочного чехла, а также восстановленные (прогнозные) положения ее границ, их смещения относительно исходного положения могут быть основными параметрами такого описания.

Эти и другие величины были получены при составлении сбалансированных разрезов по методу геометрии «складчатых доменов» [1, 3]. Для этого детальные структурные профили 10-30 км длиной делились на домены шириной 0.3-1 км, имеющие внутри себя обычно от 2 до 5 складок. В доменах производились замеры трех параметров, связанных с эллипсоидом деформации этой структуры: наклона зеркала складок, наклона осевой поверхности и угла между крыльями складок (он пересчитывался на величину их укорочения). Восстановленные доскладчатые домены с учетом смещений по разрывам объединялись, образуя доскладчатый профиль. В таком профиле каждые несколько доменов объединялись в «структурные ячейки», ширина которых в сумме примерно равна мощности осадочного чехла. По современной и доскладчатой ши-

¹ Институт физики Земли РАН, г. Москва, Россия

рине доменов и ячеек определялась их величина укорочения. По модели стратиграфической колонки осадочного чехла и величине сокращения ячейки определялись новая мощность чехла ячейки и позиции всех границ, включая кровлю и подошву чехла. В расчетах использовалась трехстадийная модель развития структуры Большого Кавказа (БК): А) осадконакопление, Б) складчатое укорочение без размыва кровли чехла, В) неотектоническое поднятие.

С помощью метода были получены данные по 79 структурным ячейкам, включая 42 для Северо-Западного Кавказа (СЗК) [1, 3, 4], 23 для Тфанской и Шахдагской зон (ТШЗ) [5], 14 для Чиаурской зоны (ЧЗ). Ниже эти результаты используются уже в качестве исходного материала для изучения геодинамических процессов. Прежде всего, были проана-лизированы корреляции шести величин: 1*. величина укорочения (* – измеренный параметр), 2*. исходная мощность чехла (кровля фундамента на стадии А), 3. глубина фундамента постскладчатая (стадия Б, расчет по параметрам 1 и 2), 4. современная глубина фундамента (стадия В, расчет по 3 и 5), 5*. «амплитуда неотектонического поднятия», 6. разница глубин кровли фундамента (разница между стадиями В и А, расчет по параметрам 2 и 4). Для структур СЗК в выборках полной и очищенной (в которой исключены 10 ячеек со слабой складчатостью) обнаружены следующие корреляции параметров: 1/5 R=0.79 (0.59), сильная связь; 1/6 R= -0.40 (-0.52) умеренная; 2/6 R=0.40 (0.54) умеренная. Вычисленные ошибки и доверительные интервалы подтверждают существование устойчивых связей для обеих выборок. Те же корреляции для структур ТШЗ и ЧЗ вместе составили значения R (1/5, 1/6, 2/6) = 0.63, -0.63, 0.36, а все 79 ячеек вместе имеют R = 0.81, -0.44, 0.39. С учетом того, что эти параметры исторически появлялись не одновременно («2» на стадии А; «1» и «3» на стадии Б; «4», «5», «6» на стадии В), а выясняемые причинно-следственные связи должны это учитывать, указанные три корреляции получили следующую интерпретацию: чем больше величина укорочения (1), тем глубже соскладчатое и общее опускание (параметры 3 и 6), но разница глубин фундамента (6) в свою очередь зависит от накопленной мощности осадочного чехла (2), а размыв (5) зависит от укорочения (1). Тем самым в численном виде выявлена классическая «геосинклинальная» закономерность развития событий: чем больше накапливаются осадки – тем более сильная возникает складчатость – тем больше поднятие и амплитуда размыва. Получается, что характер образования складчатости и формирования гор задается общим погружением структуры на стадии накопления осадков. По оценкам В.Г. Трифонова [6, стр. 504], максимальная мощность осадков 18 км (р=2.5 г/см³) для южного склона БК при сохранения изостазии накопилась при мощности

кристаллической части коры в 16 км (для ρ =2.93 г/см³). По нашей интерпретация другая часть коры (24 км, от раннеюрской исходной 40 км) тогда должна была в период осадконакопления приобрести плотность, близкую к «мантийной».

По рассчитанным глубинам кровли фундамента было установлено, что южный фланг БК погружен на 10-15 км относительно Закавказского массива. Это означает, что фундамент БК испытал то же сокращение пространства, что и структуры чехла [5]. На основании этого дана оценка современного восстановленного положения пород на уровне раннеюрской границы Мохо на южном фланге БК на глубине 100-110 км. Это означает, что по условию сохранения изостазии складчатость БК могла сформироваться, только если существенные объемы пород коры приобрели «мантийную» плотность [2, 5].

Параметр 6 «разница глубин фундамента» показал свойства, прямо указывающие на значительное влияние изостазии на формирование складчатых и орогенных структур. В СЗК средняя величина этого параметра для 42 ячеек составляет практически «0» (0.13 км), а среднее для всех основных профилей не отклоняется от «0» дальше ±3.5 км (рис. 1, А). Разумеется, на каждом профиле в конкретных ячейках этот параметр может достигать значительных величин, например, +7 и -15 км. По этому параметру в СЗК выделяется три сектора: профили 1-2 с центральным прогибом, профили 3-5 с опущенным южным флангом и поднятым северным, а 7-10 также, в целом, имеют прогиб в центре (рис. 1, Б).

Анализ средних амплитуд размыва (параметр 5, табл.) указывает на явную связь с укорочением и изостазией: в результате всех движений уровень границы чехол/фундамент всегда сохраняет свое положение, а амплитуда размыва больше при большем укорочении. По трем тектоническим зонам (ЧЗ и ТШЗ) вкрест простирания с юга на север по двум параметрам (5 и 6) наблюдается как погружение южного фланга, и так связь с укорочением: -5.20 и +16.07 км при 57% для ЧЗ, +1.38 км и +19.16/55% для ТЗ, -0.40 и +9.64 при 52% для ШЗ. В.Г. Трифонов и С.Д. Соколов [6] провели расчеты эффектов изостазии после воздействия определенных величин укорочения и увеличения мощности коры и чехла. При сравнении расчетных и природных величин неотектонического поднятия ими было обнаружено, что по условиям изостазии следует предположить дополнительное уплотнение мантии и коры на южном фланге БК и их относительное разуплотнение в северных районах. Действительно, на Большом Кавказе наблюдается сложное сочетание процессов складчатости и горообразования: так, Лабино-Малкинская зона на севере не имеет альпийских деформаций, но вовлечена в поднятие, а на юге размытое альпийское складчатое основание в Алазанской





Параметры:	1	2	3	4	5	6
СЗК	35%	-13.38 км	-22.2 км	-13.25 км	8.9 км	0.13 км
ТШЗ + ЧЗ	55%	-13.6 км	-31.7 км	-15.1 км	16.6 км	-1.5 км

Таблица. Средние величины параметров 1-6 структурных ячеек (описание см. в тексте)

новейшей депрессии перекрыто сарматскими базальными горизонтами (горообразование здесь отсутствует).

С учетом выявленного действия изостазии можно уточнить схему развития Большого Кавказа: следует предположить, что складчатость сопровождалась размывом верхней части чехла на величину примерно в половину объема расчетного общего размыва (10-15 км). Этот размыв мог формировать осадки нижняя молассы БК.

Выводы. 1) Установлены факты, указывающие на участие изостазии в процессах формирования складчатого и горного сооружения БК. Полученные данные могут быть использованы как исходный материал для выдвижения и проверки геодинамических моделей. 2) Процессы изменения плотности пород земной коры и верхней мантии (как уплотнение, так и разуплотнение) сопровождают процессы складкообразования и горообразования, и должны учитываться в геодинамическими моделях.

Литература

1. *Яковлев Ф.Л.* Исследование постскладчатого горообразования - первые результаты и подходы к диагностике механизмов на примере Северо-Западного Кавказа // Материалы XLI Тектонич. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 510-515.

2. Яковлев Ф.Л. Владимир Владимирович Белоусов и проблема происхождения складчатости // Геофизич. Исследования. 2008. Т. 9, № 1. С. 56-75.

3. *Яковлев* Ф.Л. Реконструкция структур линейной складчатости с использованием объемного балансирования // Физика Земли. 2009. № 11. С. 1023–1034.

4. Яковлев Ф.Л. Квазитрехмерная трехстадийная модель альпийского развития складчатого осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным о величинах деформаций // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Материалы конф. М.: Изд-во ИФЗ РАН. 2009. Т. 1. С. 439-448.

5. Яковлев Ф.Л. Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. С. 191-214.

6. *Trifonov V.G., Sokolov S.Yu.* Late Cenozoic Tectonic Uplift Producing Mountain Building in Comparison with Mantle Structure in the Alpine-Himalayan Belt. International Journal of Geosciences. 2014, V5. P.497-518.

СОДЕРЖАНИЕ

Начасова И.Е., Марков Г.П. Вариации главного геомагнитного поля
на территории Евразии в последние тысячелетия
Никишин А.М., Казмин Ю.Б., Петров Е.И., Глумов И.Ф., Лобковский Л.И.,
Малышев Н.А., Посёлов В.А., Буров Е.Б., Гайна К. Строение и
история формирования Арктического океана
Никонов А.А., Усольиева О.А., Гамбуриева Н.Г., Гамбуриев А.Г.,
Кузнецов О.П. Проблемы современной геодинамики Балтийского
щита: исследование на основе новых разработок
Паверман В.И., Шацилло А.В., Ко Р., Жао Ш., Гладкочуб Д.П.,
Бухвальд Р., Павлов В.Э. Палеогеография Сибирской платформы
в среднепалеозойское время (~450-400 млн лет): новые палеомаг-
нитные и геохронологические свидетельства из Нюйской впадины 16
Павленкова Н.И. Особенности строения литосферы континентов
и океанов и природа их формирования
Паланджян С.А., Пугачёва Е.Е. К палеотектонической позиции
метаморфизма ультрамафитов хребта Пекульней (Анадырско-
Корякский регион)
Парфенюк О.И. Формирование и эволюция коллизионных надвиговых
структур в условиях реологически расслоенной литосферы
(численное моделирование)
Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. Признаки гренвильской
орогении в рифейских толщах Ишеримского антиклинория
(Северный Урал)
Киреев А.А., Пискарев А.Л., Савин В.А., Смирнов О.Е. Этапы эволюции
потенциально нефтеносного Северо-Баренцевского бассейна 36
Полещук А.В., Маркин А.Г., Прянишников К.Г., Сенцов А.А. О возмож-
ности привлечения данных по изменению нормального хода роста
растительности для оценки возраста современных движений
Онежской структуры Балтийского щита 40
Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е.,
Быхалова О.Н. Сейсмогравитационные деформации южного склона
Северо-Западного Кавказа
Попков И.В. Строение Псебепско-Гойтхского антиклинория и
Собербаш-Гунайского синклинория Северо-Западного Кавказа
по данным сейсморазведки 49

Попов В.В., Комиссарова Р.А., Храмов А.Н. Палеомагнетизм опорных
разрезов рифея и венда Туруханского поднятия и тектоническая
интерпретация полученных результатов
Пржиялговский Е.С. Геологические факторы локализации оползней
в районе Бишкекского геодинамического полигона в предгорьях
Киргизского хребта
Прияткина Н.С., Худолей А.К., Кузнецов Н.Б., Коллинз В.Лж.,
Шашило А.В., Павлов В.Э. Первые результаты латирования обло-
мочных ширконов из отложений чингасанской и чапской серий
Тейско-Чапского прогиба (Енисейский Кряж)
Прокопьев А.В. Ершова В.Б. Васильев Л.А. Худолей А.К.
Калинин М.А. Тектонические леформации запалной части
о Котельный (Новосибирские острова) 62
Промыслова М.Ю. Лемина Л.И. Бычков А.Ю. Парев В.В. Гушин А.И.
Геолинамическая обстановка формирования офиолитовой ассоциации
района мыса Фиолент (Юго-Запалный Крым) 65
Пиганаев А А Метаморфические комплексы побережья Южного
Приморья 70
Пучков В Н. Региональная и субглобальная корреляция локембрийских
магматическихкомплексов Урада в связи с их предполагаемой
суперплюмовой природой 74
Пыжова Е.С. Латирование детритных цирконов из рифейских
венлских и левонских песчаников Южного Урала – палеотекто-
нические и палеогеографические спелствия
Пыстин А М. Пыстина Ю И. Криволинейность Уральского орогена
как спелствие структурно-вешественной неолноролности фунла-
мента приуральской части Европейской платформы
Развозжаева Е.П. Прохорова П.Н. 1D молелирование рифтогенного
осалочного комплекса Переяславского грабена Среднеамурского
осадочного бассейна (Лальний Восток)
Разниции Ю Н Перспективы неоткрытых углеводородных ресурсов
южного шельфа Кубы
Ребенкий Ю.Л. Алексеев Р.С. Закономерные особенности латераль-
ного и глубинного распределения напряжений в коре
внутриконтинентальных орогенов
Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Овсюченко А.Н. Глубинное строение
и активная тектоника зоны перехода от Западного Кавказа
к Восточному Крыму
Родкин М.В. Рукавишникова Т.А. Зоны массированного нефтегенеза
как зоны глубинных налвигов: молель и сопоставление с эмпирии-
ческими данными
Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Сергеева Н.А.
Нисилевич М.В. Геолинамика осалочных бассейнов пассивных
континентальных окраин Арктики 112
activities and a second and a second se

Розен О.М. Как началось осадконакопление в хадее и продолжилось
в архее? 117
Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Голионко Б.Г., Артемова О.А.,
Белова А.А., Травин А.В. Гранатовые габбро-амфиболиты в
"метаморфической подошве" офиолитовых аллохтонов на Южном
Урале, особенности структуры, возраст, условия образования
Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Перидо-
титы Камчатского мыса: свидетельство плавления океанической
мантии вблизи горячей точки
Савельев А.Л., Попов В.В., Морозова Е.Б. Палеомагнитное изучение
габбро-долеритов – реперных объектов среднеюрского магматизма
Горного Крыма
Сальная Н.В. Галле И. Антипов И.В. Исспелование магнитных свойств
обожженного кирпича XII XIV века (г. Великий Новгород) 134
Сафонов ЮГ Гонгальский БИ Галямов А Л Метаплогенические
индикаторы геолинаминеских режимов формирования докембрий-
ских (3-1 6 млрл лет) геоструктур
$Coupudative \Pi \Pi$ Marwareneevag reotertoutura novembrug
(на примера Феннеская Геогектоника докемория
(на примере Фенноскандинавского щига)
Сергин С. л., Сергеев С.В. Палеоклиматический фактор возникновения
современных горизонтальных напряжении сжатия в верхней коре
континентов
Сиооров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю. Металлогеническая эволюция
окраинноморской литосферы на примере северо-востока России 148
Силантьев С.А. Роль океанических плагиогранитов в процессах
формирования современнои океаническои коры и первого сиаля
Земли
Сим Л.А., Брянцева Г.В., Постникова О.В., Постников А.В., Пошибаев В.В.
О новейшей геодинамике Тимано-Печорской, Западно-Сибирской и
Восточно-Сибирской платформ и ее связи с нефтегазоностью157
Славинский В.В. Нагрев океанической литосферы мантийными
плюмами
Смирнов В.Н. Дуговые структуры в орогенических областях
северо-востока Азии
Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В.,
Вержбицкий В.Е., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоника
арктической континентальной окраины Чукотки
Соколов С.Ю. Деформации осадочного чехла экваториальной
Атлантики и их сопоставление с потенциальными полями
Соловьев В.А., Соловьева Л.П. Вулканизм и нефтегазоносность
(на примере бурения Тюменской и Саатлинской сверхглубоких
скважин)
Сомин М.Л. Миф о Главном Кавказском надвиге

Сомин М.Л. Перманентный (девон - ранний кайнозой) Сванетский
прогиб Большого Кавказа: существовал ли он?
Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н. Первые геохронологические свидетель-
ства элиакарских событий в истории формирования Мамынского
тепрейна востоиной цасти Пентрально-Азиатского складиатого
поред (результать II Ph исследований детритовых нирконов из
пояса (результаты 0-10 исследовании детритовых цирконов из
Степаненко В.И. Позднепротерозойский магматизм северо-восточной
окраины Восточно-Европеискои платформы как плюм-сооытия 188
Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Окраинные моря северо-западной
части Тихого океана: особенности строения и эволюции
Таджибеков М.Т., Малахов Ф.А. Новейшие внутригорные впадины
Юго-Востока Афганистана, сформированные на киммерийском
складчатом основании 193
Тверитинова Т.Ю. Зоны концентрации напряжений и деформаций
Европейской части России и прилегающих территорий (в связи
со строительством автомобильных дорог)
Тевелев Ал.В. Кошелева И.А. Прудников И.А. Хотылев А.О.
Тевелев Арк В. Дорифейский Тараташский блок Южного Vpала
строение и история формирования
$T_{accurac} A_{T} B_{T} D_{T}$
Тевелев Ал.Д., Пруоников И.А., Хотоклев А.О., Тевелев Арк.Д. Тектони-
ческие и климатические факторы распределения обломочного
материала в дренажных оассеинах
Герехов Е.Н., Балуев А.С. Структурно-вещественные закономерности
зон аккомодации асимметричных рифтов
Ткачева Д.А. Новые изотопно-геохронологические и геохимические
данные по геологии палеозойской складчатой системы Западной
Антарктиды
Тойчиев Х.А., Стельмах А.Г. Палеомагнитные особенности
эоплейстоценовых и плейстоценовых отложений Узбекистана
<i>Травин В.В.</i> Структурная позиция тел эклогитизированных базитов
района села Гридино, Беломорский подвижный пояс
Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Ван К-Л., Котов А.Б. U-Pb
возрасты летритовых ширконов из локембрийских россыпей сиали-
ческих массивов Северного Казахстана как отражение этапов
тектоно-магматической активности питающей провинции 224
Трифонов В Г. Соколов С.Ю. Банманов Л.М. Иванова Т.П. Новейшее
грифонов Б.г., Соколов С.го., Бачманов Д.м., Пванова Г.п. Повеншее
Тороооразование и тектоника мантииных течении
<i>Трубихин Б.М., Пилиненко О.Б.</i> К вопросу о транскавказской фазе
складчатости в позднем плеистоцене
уткин В.11. Формирование Японского и Охотского мореи – следствие
структурообразующего течения коровых масс

Фетисова А.М., Эванс М.Е., Павлов В.Э., Веселовский Р.В. Результаты
палеомагнитных исследований верхнепермских осадочных пород
юга Франции и их значение для проверки гипотезы центрального
осевого диполя на границе палеозоя и мезозоя
Хохлов А.В. Вековые вариации и палеомагнитные данные; новые
методы и результаты
Цеховский Ю.Г. О пограничной мел-палеогеновой эпохе деструктивного
тектогенеза (на примере Центральной и Восточной Евразии)
Трапезников Д.Е., Чайковский И.И. О природе псевдодиапировых
структур западного борта Соликамской впадины
Чехович В.Д., Лобковский Л.И., Шеремет О.Г., Шипилов Э.В.,
Кононов М.В. Слвиговая система в земной коре Берингова и
Чукотского морей – реликт границы межлу Евразийской и
Североамериканской литосферными плитами
Шарков Е.В., Лебедев В.А. Кавказско-Аравийский синтаксис
(Альпийско-Гималайская зона конвергенции): пример континен-
тальной коллизии нал головной частью мантийного плюма
Шахтыров В.Г. Структурное выражение "критической" параллели 62°
на Северо-Востоке России
Павлов В.Э., Шашило А.В., Петров П.Ю. Неопротерозойский тренл
палеомагнитных полюсов Сибирской платформы
Шашилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э. Ограничения возраста
селиментации лопатинской свиты (Енисейский кряж) по
палеомагнитным ланным
Шашило А.В. Елинство Сибири. Арктилы и Балтики в палеозое:
гипотеза «протоевразийской» плиты
Шиловская Т.И., Шиловский А.П. Московская синеклиза: основные
черты тектонической эволюции
Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Тектоно-геолинамические аспекты
проявлений магматизма в литосфере архипелага Земля Франца-
Иосифа (север Баренцевоморской континентальной окраины)
Гарагаш И.А., Корнева Р.Г., Удиниев Г.Б., Хортов А.В., Шлезингер А.Е.
Генезис и возраст геоморфологических форм дна мирового океана292
Гарагаш И.А., Корнева Р.Г., Удиниев Г.Б., Хортов А.В., Шлезингер А.Е.
Геологические процессы, созлающие лик Мирового океана
Шербаков В.П., Грибов С.К., Цельмович В.А., Сычёва Н.К., Долотов А.В.
Эксперименты Телье и свойства термохимической намагниченности.
полученной при окислении титаномагнетита 304
Юричев А.Н. Геолинамика раннелокембрийских мафит-ультрамафи-
товых интрузивов кулибинского комплекса Восточного Саяна 309
Яковлев Ф.Л. О свилетельствах влияния изостазии на формирование
складчатой и орогенной структуры Большого Кавказа
Научное издание

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ: ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ

Материалы XLVII Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

> Подписано к печати 30.12.2014. Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м². Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 20,0 п.л. Тираж 200 экз.

ООО Издательство ГЕОС 129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114. Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91. E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

> Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "Чебоксарская типография № 1" 428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.