

Материалы 53 (ЛП) тектонического совещания. Том II. 2022



МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

Том II

МОСКВА
2022

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

**ТЕКТОНИКА
И ГЕОДИНАМИКА
ЗЕМНОЙ КОРЫ
И МАНТИИ:
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ
ПРОБЛЕМЫ-2022**



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

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ:
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2022**

Материалы LIII Тектонического совещания

Том 2

Москва
ГЕОС
2022

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т

Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы III Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2022. 325 с.

ISBN 978-5-89118-846-4

Ответственный редактор
К.Е. Дегтярев

На обложке:

*Лежачие складки в кварцитах юмагузинской свиты Южный Урал
(фото А.В. Рязанцева)*

© ГИН РАН, 2022

© Издательство ГЕОС, 2022

Структуры, неотектоника и современная геодинамика Средневолжского региона

Средневолжский регион является одним из классических на Восточно-Европейской платформе (ВЕП) в аспекте формирования структур изгибного типа новейшего возраста. Их изучение является предметом первоочередного научного и практического интереса в связи с разными взглядами на происхождение структур, а также по причине оценки безопасности находящейся здесь крупной экологически опасной Балаковской атомной электростанции (АЭС).

Исследования основываются на представлении, что неотектонические структуры и их структурно-геоморфологическая составляющая представляют результат совокупного воздействия на верхнекоровые слои разнородных и разноглубинных сил и процессов. В аспекте отношения к литосферным плитам Среднее Поволжье обычно рассматривается в качестве периферийной области ВЕП, на которую распространяется динамическое воздействие со стороны Карпатско-Кавказского фронта Африкано-Аравийской системы литосферных плит и блоков [2]. Нами предполагается, что это воздействие может быть резко ослаблено или вовсе блокировано глубинными процессами, поддерживающими весьма активное развитие Черноморско-Каспийской системы прогибов и поднятий [3].

На основе структурно-геодинамических исследований, включающих структурно-геоморфологические, сейсмические, геодезические и др. данные [1], в рассматриваемом регионе в 2021 г. проведены работы в региональном и локальном масштабах.

1) Региональные исследования. Средневолжский регион расположен на сопряжении двух разнотипных новейших структур: Приволжского поднятия (высокое Приволжье) и Окраинно-Прикаспийских поднятий и прогибов (низкое Заволжье) (рис. 1).

Зоной сочленения разнотипных структур является Западно-Каспийская ГДАЗ, с которой согласуется долина Волги с ее правобережным уступом, многочисленными оползневыми склонами и карстом. Происхождение этих структур связывается с активностью глубинного прогиба Прикаспийской впадины. Поле напряжений этого прогиба, рассматриваемого в качестве центробежного, является первостепенно значимым и, во вся-

¹ Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Новейший структурный план Средневолжского региона.

1 – структуры: а – прогибы: Пк – Прикаспийский, Св – Средневолжский, В-К – Волго-Камский; б – поднятия: Хв – Хвалынское, Ар – Арзамасское, Кс – Каменномысльское, Чр – Черемшанско, Жг – Жигулевское, Ср – Сурское концентрическое, Чв – Чувашское, Срн – Саранское, ОСр – Общесырьтское, Срд – Сердобинское; 2 – Геодинамически активные зоны (ГдАЗ): З-Кс – Западно-Каспийская, В-Кс – Восточно-Каспийская (Уржум-Оренбургская), С-Г – Сергачская; 3 – шовного типа прогибы, сопряженные с поднятиями; 4 – линеаменты дугообразные; 5 – геодинамическая обстановка: а – сжатие со сдвигом в З-Кс, б – усилия сжатия, вызванные активностью Пк глубинного прогиба; 6 – Балаковская АЭС. Квадрат – район детальных исследований (см. рис. 2)

ком случае, более эффективным по сравнению с общим воздействием на платформу со стороны Карпатско-Кавказского фронта Альпийского пояса. Или, по крайней мере, здесь следует предполагать суперпозицию двух разнотипных геодинамических полей, управляемых, очевидно, разными тектономагматическими процессами. В следствие их интерференции не исключается усиление локальных напряжений.

2) Локальные исследования (территория Балаковской АЭС). В районе Саратовского водохранилища в высоком Приволжье охарактеризовано

шесть денудационных поверхностей выравнивания, сопоставимых с лебережными отложениями, и четыре надпойменных террасы, включая ранне-средненеоплейстоценовую сингильсую. Серии геоморфологических поверхностей позволили выявить новейшие структуры, тенденции их современного развития и впервые оценить скорости вертикальных движений.

В течение новейшего этапа скорость движений то увеличивалась, то снижалась, но общий ее тренд направлен на увеличение. С начала новейшего времени она исчислялась, главным образом, сотыми долями 0.01–0.04 мм/год. В неоплейстоцене отмечается возрастание скоростей до десятых долей 0.58 мм/год и голоцене до 3.2 мм/год. Эти скорости отражают стадийный характер развития поднятий и опусканий колебательного (эпейрогенического) характера, которые не могут вызвать концентрацию больших напряжений в земной коре и, тем более, образование новейших разломов [5].

На Балаковском геодинамическом полигоне инструментальными высокоточными исследованиями установлено, что скорости вертикальных движений не превышают 0.50 мм/год, скорости горизонтальных движений – 2.88–3.45 мм/год. Эти величины в принципе сопоставимы с вертикальными скоростями, полученными исключительно структурно-геоморфологическими методами. Характерно, что рисунок изолиний скоростей является преимущественно изометричным, типичным для платформенных структур.

Парагенез изгибных структур и линеаметных зон указывает на развитие территории Высокого Приволжья в условиях субширотного растяжения и Низкого Заволжья в условиях сжатия северо-западной ориентации. Напряжения растяжение приводят к формированию горстообразных поднятий (Хвл, Дг) и грабенообразных прогибов (Тб, Трш). В условиях напряжений сжатия происходит образование дугообразных в плане поднятий (БКс, МКс, ОСр) и прогибов (Бир, МИр) (рис. 2). Происхождение разнотипных напряжений связывается с активностью Прикаспийской глубинной впадины.

Разнотипные структуры несогласно сочленяются с образованием Вл, Трс и Алс ГдАЗ, которые являются элементами строения региональной Западно-Приволжской ГдАЗ (Средневолжская) [4]. Их развитие сопровождается образованием нарушений флексурного типа, отчетливо выраженных по деформациям верейского опорного горизонта. Сейсмотектоническими исследованиями установлено, что к Трс зоне приурочена Новояблонская зона возможных очагов землетрясений, к Алс зоне тяготеет повышенная плотность эпицентров землетрясений [6]. ГдАЗ, как и изгибные структуры, являются одной из причин развития крупных тектоно-гравитационных массивов. Их ложе опускается в сторону как

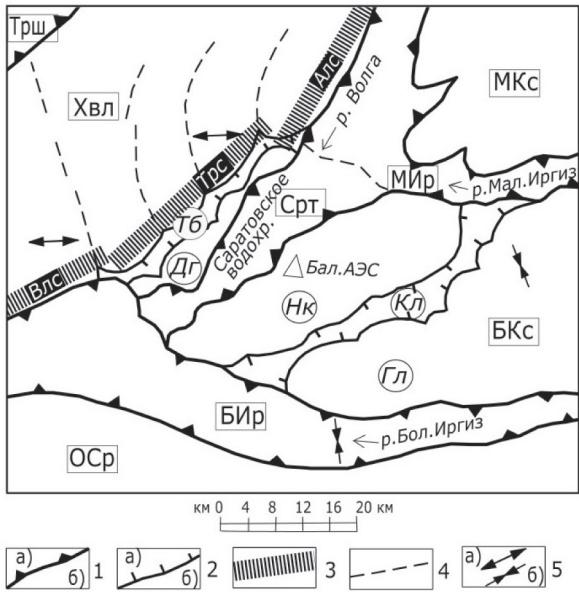


Рис. 2. Структурно-геодинамические условия ближнего района Балаковской АЭС.

Неотектонические структуры. 1 – главные: а – прогибы: Срт – Саратовский, БИр – Большиергизский, МИр – Малоиргизский, Трш – Терешкинский; б – поднятия: Хвл – Хвалынское, БКс – Большекаменносыртское, МКс – Малокаменносыртское, ОСр – Общесыртское; 2 – локальные: а – прогибы: Тб – Терсинско-Богородский, Кл – Куликовский; б – поднятия: ДГ – Деви-чеворское, Нк – Николаевское, Гл – Головановское; 3 – локальные ГдАЗ: Влс – Вольская, Трс – Терсинская, Алс – Алексеевская; 4 – линеаменты; 5 – неотектонические напряжения: а – растяжение, б – сжатие

современных, так и погребенных древних доакчагыльских, доапшеронских и сингильских русел.

3) Исследование на площадке АЭС. Неотектонические и геодинамические условия площадки АЭС определяются латеральными напряжениями растяжения с образованием открытой трещиноватости. К ней часто приурочены погребенные неровности рельефа: русла и ложбинны, которые различаются по ширине и глубине, вещественному и гранулометрическому наполнению (динамические фазы аллювия). От градиента врезания и состава отложений зависит интенсивность гидрогеологических и суффозионных процессов, происходящих в погребенных формах. Активность процессов прослеживается снизу-вверх к земной поверхности, наследуясь ложбинами земной поверхности. Обмен поверхностных и глубинных во-

дотоков, происходящий в проницаемых и ослабленных зонах, вызывает негативное снижение прочностных свойств грунтов. Это является одним из существенных факторов, определяющих устойчивость грунтовых оснований реакторных отделений АЭС к осадкам и кренам.

Литература

1. Карта новейшей тектоники Среднего и Нижнего Поволжья, масштаб 1:500 000. Гл. ред. Ф.И. Востряков. ПГО «Нижневолжскгеология» и Саратовский гос. ун-т, 1984.
2. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).
3. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. Спецвыпуск №1. 1996. С. 49–60.
4. Макарова Н.В., Макеев В.М., Суханова Т.В. Геодинамические системы и геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 91. Вып. 4-5. 2017. С. 13–27.
5. Макеев В.М. Структурно-геодинамические условия устойчивости территорий особо опасных и технически сложных объектов на древних платформах. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ООО «Ай-клуб», 2015. 50 с.
6. Огаджанов В.А., Маслова М.Ю., Огаджанов А.В. Саратовский геодинамический полигон. Землетрясения Сев. Евразии в 2002 году. Обнинск: ГС РАН, 2008. С. 255–264.

А.В. Маринин¹

Тектонические напряжения и деформационные структуры Северо-Западного Кавказа

Сведения о действующих в процессе формирования тектонической структуры региона напряжениях необходимы при анализе тектонической истории, геодинамики, создании геомеханических и сейсмологических моделей. В геомеханических моделях Большого Кавказа для оценки тектонических напряжений использовались преимущественно сейсмологические данные [2]. Собранные на Северо-Западном Кавказе к настоящему

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

времени информация по геологическим стресс-индикаторам позволяет задействовать полевые тектонофизические методы и рассмотреть закономерности распределения параметров напряженно-деформированного состояния, особенности структур разрушения и их кинематические характеристики.

Материалы и методы исследований. Для анализа использованы статистические замеры тектонической трещиноватости (в широком смысле), включающие в себя мелкие дизьюнктивные нарушения, зеркала скольжения, отрывные и жильные структуры, стресс-стилолиты, магматические и кластические дайки, сколовые трещины и т.д. Характерным размером рассматриваемых тектонических нарушений являются десятки сантиметров – десятки метров, а амплитуда смещений по ним обычно составляет первые сантиметры – первые метры. Материалы представляют результаты многолетних полевых исследований тектодинамической группы МГУ (1995–2000 гг.: Л.М. Расцветаев, Т.Ю. Тверитинова, А.С. Бирман, А.В. Маринин) и тектонофизического отряда ИФЗ РАН (2006–2021 гг.: А.В. Маринин, Т.Ю. Тверитинова, Л.А. Сим и др.) при содействии северокавказских геологов (С.Г. Корсаков, В.А. Лаврищев и др.).

В структурном отношении точки наблюдения и реконструированные в них локальные стресс-тензоры характеризуют основные тектонические зоны Северо-Западного Кавказа. Анализ собранной информации проводился по двум основным направлениям. Первое направление сосредоточено на графическом представлении собранных замеров (которое, по сути, представляет собой картину наблюденных деформаций в массиве горных пород) и их обработке с применением структурно-парагенетического метода анализа дизьюнктивов [5]. Второе направлено на реконструкцию тектонических напряжений по зеркалам скольжения с установленным характером смещений с использованием метода катастического анализа [7] и созданной на его основе компьютерная программа *STRESSgeol*.

Закономерности распространения геологических стресс-индикаторов. Проведенные исследования позволили установить закономерности в распределении геологических индикаторов тектонических напряжений в регионе. Их распространение в пределах нижне-среднеюрского, келловей-эоценового и олигоцен-антропогенного структурных этажей весьма неоднородно. В наиболее полном варианте могут наблюдаться все геологические стресс-индикаторы, связанные как со сдвигом в механическом смысле, так и деформациями отрыва и сплющивания. Однако обычно на значительных областях набор стресс-индикаторов минимален и представлен системами первичной тектонической трещиноватости. Формирование систем связывается с формированием дилатансионных деформационных полос [9]. Данные системы трещиноватости обычно вы-

держаны по площади и при слабонаклонном залегании могут прослеживаться на первые километры. Представлены они двумя-тремя системами, зачастую ориентированными друг к другу под углом, близким к 70–90°. Часто к этим системам тектонической трещиноватости добавляются редкие отрывные нарушения, которые группируются в виде единственной (выдержанной по элементам залегания) системы. По мере приближения к крупным разрывным и складчатым дислокациям набор разновидностей стресс-индикаторов в массиве горных пород возрастает, увеличивается также их пространственная ориентировка. Непосредственно в самой зоне, ввиду полной тектонической переработки материала бортов нарушения, стресс-индикаторы могут быть полностью дезинтегрированы, присутствуя лишь в отдельных «непереработанных» тектонических блоках. Выстраивается следующий ряд, указывающий на проявления геологических индикаторов тектонических напряжений. В наименее измененных отложениях проявлены индикаторы, связанные с деформациями отрыва (первичная трещиноватость при уплотнении осадков, жилы и отрывы). Далее мы видим проявления деформаций сдвига в механическом смысле (сколы, зеркала скольжения) и сплющивания (стресс-стиолиты, кливаж). В наиболее измененных породах – полная дезинтеграция горных пород с формированием различных видов тектонитов.

Кинематическая характеристика разрывных нарушений. Для установления закономерностей кинематических характеристик дизьюнктивных нарушений мы проанализировали непосредственно суммарное распределение на плотностных диаграммах по всем замерам зеркал скольжения и отрывных трещин. Простижение взбросовых и надвиговых нарушений рассматриваемого масштаба субширотное, с достаточно пологим (от 25 до 50°) падением в северных или северо-восточных румбах, а для южных падений плоскости сместителя характерны более крутые (от 65 до 85°) углы. Сбросовые нарушения при СЗ простирации имеют крутые (до субвертикальных) падения. Слабее выраженная на сводных диаграммах система сбросов имеет СВ простижение. Левые сдвиги сгруппированы в системы с меридиональным и СВ простиранием, а правые – с ЗСЗ, СЗ и ССЗ простиранием. Для отрывных структур Северо-Западного Кавказа наиболее характерно меридиональное простижение и субвертикальное падение. Полученное распределение отличается закономерным структурным рисунком, который в целом повторяет рисунок региональных разрывных структур Западного Кавказа, отмеченный в работах [1, 4], а также полученный ранее по анализу систем с определенной кинематикой смещений [3, 6]. Для региональных разрывных нарушений и для малых дизьюнктивных структур, имеющих субширотное и северо-западное простижение, характерно сочетание взбросо-надвиговых и правосдвиговых структур, которые вытянуты вдоль складчатого сооружения Северо-Западного Кав-

каза и образуют его основной структурный рисунок. Построенные по полевым данным диаграммы с наборами разных дизъюнктивных форм помимо информации о кинематике несут важную информацию для оценки уровня действующих напряжений на разных глубинных (стратиграфических) уровнях и в основных тектонических зонах, о хрупком или пластическом характере деформаций.

Реконструкция тектонических напряжений. Проведенная реконструкция показала, что складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа характеризуется разными типами напряженного состояния и значительными вариациями направлений главных напряжений. Вместе с тем отметим, что на плотностных сводных диаграммах образуются характерные максимумы концентрации осей главных напряжений локальных стресс-тензоров, которые проявлены во всех тектонических зонах и на разном эрозионном срезе. Эти максимумы мы связываем с наиболее проявленной и близкой к современной тектонической обстановкой. Оси девиаторного растяжения ориентированы в двух основных направлениях: широтном и северо-западном (СЗ-ЮВ). Углы наклона большинства реконструированных осей растяжения близки к горизонтальным (от 0 до 25°). Промежуточная ось сжимающих напряжений (σ_2) характеризуется субвертикальным положением либо широтной (ВСВ) горизонтальной ориентировкой. Для осей максимальных сжимающих напряжений (σ_3) отлично выражено меридиональное направление с максимумом в ССЗ (350°) направлении. Угол погружения близок к горизонтальному (0–25°). По типу напряженного состояния преобладают обстановки горизонтального сдвига и сжатия, которые вместе с переходной обстановкой горизонтального сжатия со сдвигом составляют более 70% от всех реконструированных стресс-тензоров, определяя общую геодинамическую обстановку.

В пределах небольших участков фиксируются плавные изменения ориентировок осей главных напряжений. Районы со схожими направлениями погружения осей максимального сжатия сменяются другими областями со своими локально выдержаными ориентировками. В переходных Пшехско-Адлерской, Туапсинской, Геленджикской и Анапской флексурно-разломных зонах мы наблюдаем изменения в ориентации осей главных напряжений. Описанные территориальные изменения параметров напряженного состояния, неоднородность поля напряжений и смена направлений, по которым происходили максимальные деформации укорочения складчатой зоны, свидетельствует о разной степени взаимодействия блоков земной коры при формировании региона. Преобладающее максимальное сжатие в северо-восточном направлении территориально варьировало до меридионального и северо-западного. В последнем случае северо-восточную ориентировку обычно приобретает промежуточная ось максимальных сжимающих напряжений. Изменения параметров рекон-

струированного поля напряжений согласуются с основной тектонической структурой региона.

Выводы. Проведенные исследования показали хорошую сходимость с данными реконструкции по сейсмологическим данным [8]. Усредненные ориентировки регионального поля напряжений, получаемые здесь тектонофизическими методами, близки к направлениям максимального сжатия и растяжения, получаемых другими методами, в том числе использующими данные о современных движениях и механизмах очагов землетрясений. Это подтверждает относительную молодость и неотектоническую активность деформационных структур Северо-Западного Кавказа, а также позволяет использовать результаты полевой реконструкции для районов с малым количеством регистрируемых землетрясений и невозможностью проведения реконструкции по сейсмологическим данным. Сами полевые тектонофизические данные имеют большую разрешающую способность и могут быть направлены также на локальные объекты изучения, которые имеют в свою очередь важное практическое значение – изучение и прогноз рудных тел, приоткрытых зон и коллекторов углеводородов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Борукаев Ч.Б. Тектоническая структура юго-восточной части Новороссийского синклиниория (Северо-Западный Кавказ) и история ее формирования. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Московского ун-та, 1964. 16 с.
2. Гущенко О.И., Михайлова А.В., Григорьев А.С., Никитина Е.С., Ломакин А.А., Арефьева Т.П. Опыт реконструкции регионального механизма деформирования тектонических структур (на основе результатов стресс-мониторинга и тектонофизического моделирования современного деформационного процесса Кавказо-Иранского региона) / М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 180–199.
3. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд-во ИФЗ, 2008. С. 191–224.
4. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 57–107.
5. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дисъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии

и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2, С. 173–235.

6. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. № 5. С. 31–40.

7. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

8. Ребецкий Ю.Л. Современное напряженное состояние коры Кавказа по данным объединенного каталога механизмов очагов землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2020. № 11(1). С. 17–29. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-1-0459>

9. Chemenda A.I. Origin of regular networks of joints: experimental constraints, theoretical background, and numerical modeling // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2019. №124/ P. 9164–9181. <https://doi.org/10.1029/2019JB017454>

С.А. Медведева¹

О складчатой структуре отложений Комсомольского разреза (северный Сихотэ-Алинь) на основе литогеохимических данных

По правому берегу р. Амур напротив г. Комсомольск-на-Амуре развиты отложения мезозойского возраста. Прежде были выделены: толща ритмичного переслаивания (J_3v_3), глинисто-алевролитовая толща ($J_3v_3-K_1r$), песчаниковая толща (K_1v_1) [2 и ссылки в ней]. Ранее считалось, что слои падают моноклинально на юго-восток («моноклинальная» гипотеза). Позднее исследования разреза были продолжены, и была опубликована уточненная хроностратиграфическая схема: верхневолжский подъярус J_3v_3 , верхи верхневолжского подъяруса – рязанский ярус $J_3v_3-K_1r$, рязанский ярус (без самых низов) K_1r , нижний валанжин K_1v_1 [3]. Отложения образуют синклинальную складку, выявленную структурным и палеонтологическим [3] методами, также подтвержденную литохимическим методом [1]. Оказалось, что комплексы фауны из пород южной и северной частей разреза, изученные во втором десятилетии XXI века, указывают на одинаковый возраст данных слоев, более древний, чем в центре раз-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

реза [3]. Соответственно, к центру происходит омоложение слоев, что также подтверждено определениями возраста фаунистических остатков. Следовательно, «субсинклинальная» гипотеза на изученных участках Комсомольского разреза оказалась верной. Крылья складки сложены верхнеюрскими ($J_3 v_3$) отложениями, а в ядре обнажаются нижнемеловые рязанские ($K_1 r$) и валанжинские ($K_1 v_1$) слои («субсинклинальная» гипотеза). Дополнительное подтверждение гипотезы получено при сопоставлении валового химического состава пород из разных крыльев складки. Состав песчаников (мас.%): SiO_2 69–77, TiO_2 0.32–0.6, Al_2O_3 12–16, Fe_2O_3 2–4.2, MgO 0.5–1.4, Na_2O 2.5–4, K_2O 2.0–4.0, сумма щелочей 5.74–7.5. В алевролитах больше содержания TiO_2 0.6–0.74, Al_2O_3 14.7–17.0, Fe_2O_3 4.0–6.7, K_2O 2.5–3.7, меньше SiO_2 63–68, Na_2O 1.8–3.4, сумма щелочей от 4.9 до 6.9. Особенности пород выявились при сравнении модулей: ГМ – гидролизатного $(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/\text{SiO}_2$, ТМ – титанового $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, ЖМ – железного $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO})/(\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, ФМ – фемического $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$, суммы щелочей $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$. Содержания породообразующих элементов и значения литохимических параметров в песчаниках и алевролитах, слагающих одновозрастные слои в северной и южной частях разреза, близки между собой. Но они отличаются от таковых параметров в более молодых породах, залегающих в центре. На модульных диаграммах фигуративные точки составов пород образуют локальные поля. Был сделан вывод, что слои данных пород являются крыльями одной и той же складки, а породы в центре являются ядром синклинальной складки [1].

В данной публикации кратко изложены результаты исследования распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). Содержания РЗЭ были определены в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ им. Ю.А. Косягина ДВО РАН. Определения выполнены аналитиками Д.В. Авдеевым, В.Е. Зазулиной методом спектрального анализа в аргоновой плазме, на приборе ICP-MS Elan DRC II PerkinElmer (США). Чувствительность определений до 10^{-9} г/л.

В песчаниках сумма РЗЭ составляет 103–162 г/т, в алевролитах – 117–184 г/т. Содержания РЗЭ в индивидуальных пробах песчаников ниже, чем в алевролитах. Отношения легких РЗЭ и тяжелых РЗЭ (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) в песчаниках от 8.1 до 11. В алевролитах значения ЛРЗЭ/ТРЗЭ ниже, чем в песчаниках, но в целом их колебания невелики: 7.3–9.7. Значения европиевой аномалии Eu/Eu^* являются значительными, в песчаниках от 0.5–0.68, в алевролитах от 0.49 до 0.58.

Средние суммы РЗЭ в песчаниках севера и юга (северное и южное крылья складки соответственно) близки между собой: 134 и 128 г/т в песчаниках верхневолжского подъяруса ($J_3 v_3$), 133.7 и 133.2 в песчаниках нижневаланжинского подъяруса ($K_1 v$). Аналогично, близки средние со-

держания РЗЭ в алевролитах северного и южного крыльев складки соответственно: 130 и 128 г/т в алевролитах верхневолжского подъяруса (J_3v_3), 161 и 154 г/т в алевролитах верхов верхневолжского подъяруса-рязанского ярус ($J_3v_3-K_1r$). Это согласуется с ранее представленными доказательствами. Средние значения Eu/Eu* в породах разных слоев синклинальной складки достаточно близки между собой. Следовательно, они также не противоречат ранее сделанным выводам о «субсинклинальной» гипотезе строения Комсомольского опорного разреза.

Литература

1. Медведева С.А. Возможность применения литохимии для сопоставления и корреляции отложений на примере Комсомольского разреза северного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 4. С. 74–89. doi: 10.30911/0207-4028-2019-38-4-74-89
2. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
3. Урман О.С., Дзюба О.С., Кириллова Г.Л., Шурыгин Б.Н. Бухий и биостратиграфия пограничных юрско-меловых отложений в Комсомольском разрезе // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 5. С. 34–46.

И.В. Медведь^{1,2}, И.Ю. Кулаков²

Глубинная структура литосфера Северо-западных Гималаев

С помощью алгоритма локальной томографии LOTOS были построены скоростные модели под Северо-западными Гималаями. Данные были предоставлены Индийским институтом Технологий Рурки, Департамент наук о Земле и дополнены данными глобального каталога ISC. Всего было задействовано 23,769 землетрясений и порядка 80 станций, количество пиков составило 226,362, из которых Р-лучей 134,968 и S-лучей 91,394.

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск Россия

Полученные модели подвергались тщательной верификации. Синтетическое моделирование показало хорошую разрешающую способность до глубины 150 км.

Согласно полученным результатам, основными особенностями региона являются низкоскоростная аномалия под горными массивами Малые и Большие Гималаи, расположенными в пределах Гималайской дуги между Главным фронтальным разломом и Южным разломом Цангари, а также высокоскоростная аномалия, расположенная в районе Индийской плиты. Низкие скорости в пределах Гималайской дуги связаны с аккреционным, рыхлым, относительно консолидированной Индийской плиты, Гималайским горным массивом. Несмотря на то, что сейсмическая томография, применяемая в данном исследовании, технически не позволяет построить границу Мохо, на вертикальных моделях, показанных на рис. 1, видно, что низкоскоростная аномалия, относящаяся к Гималайской дуге, достигает глубины ~50–60 км, что соответствует общепринятым понятиям о глубине Мохо в данном регионе [например, 1–3]. На разрезе DD' можно видеть, что граница Гималайской низкоскоростной аномалии, которая, по-видимому, является границей Мохо, глубже под северо-западной частью Гималаев, представленных в исследуемом регионе, чем в юго-восточной.

Консолидированная Индийская плита, как монолит, выделяется в виде высокоскоростной аномалии. На вертикальных разрезах AA', BB', CC', представленных на рис. 1, можно наблюдать тренд погружения этой аномалии под Гималаи. Интересно, что угол погружения аномалии в северо-западной части исследуемого региона круче, чем в юго-восточной.

В районе хребта Дели-Гардвар выделяются линейные низкоскоростные аномалии. Эти структуры согласуются с местоположением основных разломов, которыми богат рассматриваемый регион [4]. На вертикальном сечении CC' на рис. 1 видна неоднородность скоростной структуры долины Ганги до глубины 50 км. Вероятно, что наблюдаемые особенности структуры на поверхности и в коре связаны с ослаблением коры из-за большого количества разломов. По сравнению с остальной частью Индийской плиты, зона хребта Дели-Гардвар из-за большой раздробленности, скорее всего, должна проявлять более пластичные свойства.

Некоторые ученые связывают хребет Дели-Гардвар и рифт Каурюк-Чанго. Например, авторы [5, 6], допускают, что хребет Дели-Гардвар может иметь продолжение под Гималаи. И эта субдукция может вызывать сейсмическую активность в рифтовой зоне Каурюк-Чанго. Согласно нашим результатам, мы не наблюдаем погружения структур под Гималаи, однако видим большую неоднородность коры, что в свою очередь говорит об изменении упругих свойств среды до 50 км.

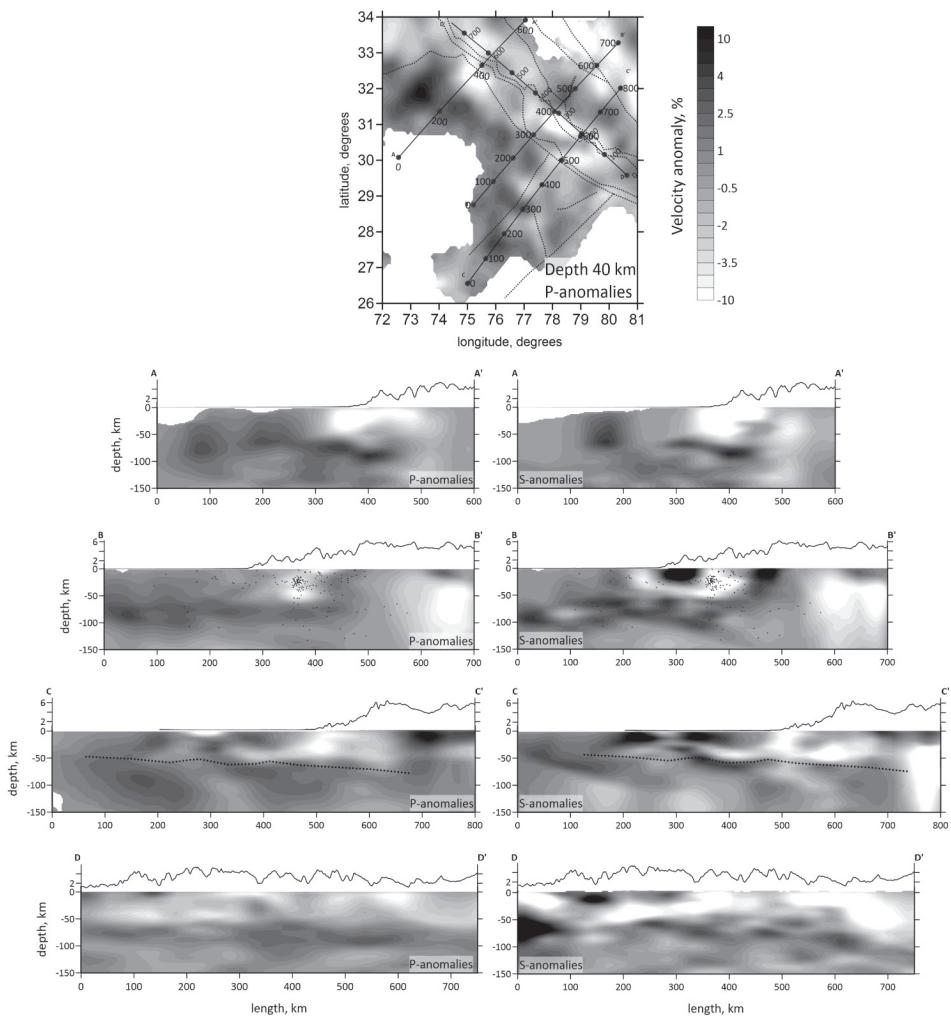


Рис. 1. Результаты сейсмической томографии на горизонтальном сечении на глубине 20 км и на вертикальных сечениях. Слева представлены Р-аномалии, справа – S-аномалии. Точечная линия на сечении СС' – граница Мохо, согласно [2]

Что касается рифтовой зоны Каурюк-Чанго, эта зона выделяется в виде высокоскоростной аномалии, тогда как для рифтовых зон в томографии, как правило, характерны аномалии пониженных скоростей. На горизонтальных сечениях аномалия имеет изометричную форму размерами

~100×100 км, а согласно вертикальному сечению ВВ', хорошо прослеживается вплоть до 50–60 км глубины. Помимо рифтовой зоны Каурюк-Чанго, юго-восточная часть исследуемого региона, между Южным разломом Цангари и разлома Каракорам характеризуется повышенными скоростями. Этот регион располагается в Тетических Гималах, которые образованы в результате сжатия, смятия и дробления большого количества осадочных толщ переднего края Индийской плиты ~50–25 млн лет [7]. Согласно этому описанию, Тетические Гималаи на томографических моделях должны выделяться в виде низкоскоростной аномалии, однако, мы наблюдаем аномалии повышенных скоростей. В этой области происходило закрытие окраинного моря Индотетиса. Мы предполагаем, что небольшой останец океанической плиты Индотетиса мог остаться под Тетическими Гималаями, зажатый между Гималаями и Тибетом. В результате изменения упругих свойств Индийской коры в районе рифта Дели-Гардавар, этот останец не подвергся деформации, а остался плотным блоком, который выделяется в скоростных томографических моделях в виде высокоскоростной аномалии.

Работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-60002.

Литература

1. Xu Q., Liu H., Yuan X., Zhao J., Pei S. Eastward dipping style of the under-thrusting Indian lithosphere beneath the Tethyan Himalaya illuminated by P and S receiver functions // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2021. Vol.126. e2020JB021219. <https://doi.org/10.1029/2020JB021219>
2. Priestley K., Jackson J., McKenzie D. Lithospheric structure and deep earthquakes beneath India, the Himalaya and southern Tibet // *Geophysical J. Intern.* 2008. Vol. 172. N 1. P. 345–362.
3. Oreshin S.I., Vinnik L.P., Kiselev S.G., Rai S.S., Prakasam K.S., Treussov A.V. Deep seismic structure of the Indian shield, western Himalaya, Ladakh and Tibet // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 307. N 3-4. P. 415–429. doi:10.1016/j.epsl.2011.05.016
4. Sandhu M., Kumar D., Teotia S.S. Seismic Hazard evaluation to National Capital (Delhi) Region due to Delhi Haridwar Ridge.
5. Arora B.R., Lilley F.E.M., Sloane M.N., Singh B.P., Srivastava B.J., Prasad S.N. Geomagnetic induction and conductive structures in north-west India // *Geophysical J. Intern.* 1982. Vol. 69. N 2. Vol. 459–475. doi:10.1111/j.1365-246x.1982.tb04960.x
6. Lilley F.E.M., Singh B.P., Arora B.R., Srivastava B.J., Prasad S.N., Sloane M.N. A magnetometer array study in northwest India // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1981. Vol. 25. N 3. P. 232–240. doi:10.1016/0031-9201(81)90066-2

7. Chatterjee S., Goswami A., Scotese C.R. The longest voyage: tectonic, magmatic, and paleoclimatic evolution of the Indian plate during its northward flight from Gondwana to Asia // Gondwana Research. 2013. Vol. 23. N 1. P. 238–267.

С.В. Межеловская¹, А.Д. Межеловский²

Особенности заложения и последующего развития палеопротерозойской структуры Ветреный пояс

Раннепротерозойская структура Ветреный пояс, расположенная на юго-востоке Карельского кратона, является пограничной между Беломорским подвижным поясом и Карельской гранит-зеленокаменной областью. Пояс образован чередованием осадочных и вулканогенных толщ, погружающихся под углами 20–40° в северо-восточном направлении. Протяженность его в пределах Балтийского щита составляет 250 км при ширине от 15 до 85 км.

Авторами был применен комплексный подход в изучении петрографо-геохимического состава и изотопных характеристик всех толщ, слагающих структуру. Это позволило определить состав, условия и время вулканизма, предположить источники сноса при формировании терригенных пород разреза и установить геодинамические обстановки, господствующие в раннем протерозое на юго-востоке Балтийского щита.

Для детального изучения метаосадочных пород *токшинской свиты* авторами был выбран участок горы Двойная, расположенный на территории Водлозерского национального парка, где серия обнажений образует гривку северо-восточного простирания. Основу разреза составляют расланцованные кварциты от молочно-белых до розово-серых.

На основе петрогохимических данных породы отвечают силицитам, являются рециклированными, что подтверждается на диаграммах Na_2O – CaO – K_2O и Zr/Sc – Th/Sc [5, 7]. На диаграмме Al_2O_3 –($\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$)– K_2O [8] точки располагаются близко к области иллита. На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)-\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ [6], точки составов попадают в поля преимущественно кварцевых аренитов. Все вышеописанные характеристики указывают на прибрежно-морские, мелководные условия осадконакопления

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

и существенную переработку (рециклирование) обломочного материала за счет дальнего переноса при формировании пород токшинской свиты в результате нескольких циклов седиментации.

Из вышеуказанных пород были выделены зерна циркона и проведено U-Pb изотопное датирование 114 дегритовых зерен методом LA-ICP-MS, для 90 зерен получены конкордантные возрасты. 80% зерен циркона имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале 2720–2885 млн лет с двумя четко выраженным пиками – 2758 и 2845 млн лет. Менее 20% цирконов имеют датировки в интервале 2880–2984 млн лет с несколькими пиковыми значениями. Единичные зерна имеют более древние возрасты 3148, 3257, 3268 и 3364 млн лет с ошибкой определения 1–5%.

Имеющиеся на сегодняшний день данные [1–4] для структур, обрамляющих Ветреный пояс, позволяют предположить, что основными источниками зерен циркона, скорее всего, являлись породы средне-кислого и в меньшей степени основного состава Каменноозерской структуры. Источниками зерен циркона с более древними возрастами служат тоналит-трондемит-гранодиоритовые (ТТГ) комплексы Водлозерского блока.

Вулканиты киринской свиты детально изучены авторами на территории Водлозерского национального парка. По содержанию петрогенных оксидов вулканиты отвечают базальтам и андезибазальтам, реже андезитам (SiO_2 52.48–57.18%). Породы высокомагнезиальные (MgO 6.51–9.39%), низко- и умереннокалиевые (K_2O 0.07–1.32%), умеренномагнезиальные (TiO_2 0.65–0.97%), умеренно- и высокожелезистые (FeO^* 6.35–12.3%). Анализ распределения редких элементов, нормированных на примитивную мантию, показал повышенные содержания некогерентных элементов: крупно-ионных литофилов (Cs , Rb , Ba), Th и U . При этом отмечаются устойчивые отрицательные аномалии Nb . Подобный характер распределения редких элементов, возможно, обусловлен процессами контаминации коровым веществом. Кривая распределения РЗЭ, нормированных к хондриту, характеризуется плавным понижением от легких элементов к тяжелым (La/Yb)_N = 1.70–6.31.

Отложения калгачинской свиты описаны и опробованы на территории Водлозерского национального парка (болото Нюхчин мох), изучены гальки конгломератов данной свиты. Петрографо-геохимические характеристики галек отвечают плагиогранитам, гранитам, гранодиоритам и тоналитам. Содержания SiO_2 находятся в интервале 67–76%; породы низкотитанистые, нормальной щелочности с натровым уклоном. Цемент представлен мелкозернистым хлорит-сирицит-кварцевым агрегатом.

Из галек гранитного состава были выделены 65 зерен циркона, для 52 получены конкордантные значения с коэффициентом дискордантности менее 4%. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст имеет диапазон 2836–2991 млн лет с одним четко выраженным пиком 2886 млн лет.

Состав, распределение РЗЭ, петрохимические характеристики гранитоидов из галек конгломератов калгачинской свиты идентичны плагиогранитам шилосского типа, возраст которых 2867 ± 13 млн лет [3].

Породы *кожозерской свиты* являются крайне неоднородными по составу: в основании залегают аркозовые кварциты, фациально переходящие в метаморфизованные сланцы по карбонатам с небольшой примесью терригенного материала. Осадки чередуются с маломощными амфиболизированными базальтами и серо-зелеными сланцами грауваккового состава.

Аркозовая составляющая разреза свиты описана авторами на мысе Плитный (оз. Кожозеро), представлена розово-серыми, неравномерно-зернистыми рассланцованными кварцитами. Петрохимически породы отвечают силикатам – содержания SiO_2 до 75%. На диаграмме Al_2O_3 – $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ – K_2O [8] породы характеризуются низкой степенью выветривания. На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ [6], точки составов попадают в поле арков.

Из терригенной составляющей разреза свиты продатировано 69 зерен дегритового циркона. Из них для 16 получены дискордантные значения. Основная часть дегритовых цирконов имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале 2736–2880 млн лет с пиками 2769 и 2795 млн лет. В подчиненном количестве встречаются зерна с возрастами 2950–3100 млн лет.

Таким образом, отложения кожозерской свиты формировались в мелководно-шельфовых условиях. Отсутствие сортировки и степень зрелости кварцитов в составе свиты подразумевает близко расположенный источник сноса. Возможным источником обломочного материала для формирования терригенной части разреза кожозерской свиты могли послужить гранитоиды Сумозерско-Кенозерской структуры.

Породы *виленской свиты* детально описаны на северо-западном окончании Ветреного пояса (район г. Голец). Толща сложена серо-зеленоватыми, местами бежевыми аркозовыми кварцитопесчаниками. По содержанию SiO_2 породы являются высококремнистыми (до 78%). На диаграмме Al_2O_3 – $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ – K_2O [8] породы слабо изменены. На диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ – $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$ [6], точки составов попадают в поле литтов.

Для определения возраста питающих провинций проанализировано 110 зерен дегритового циркона, для 85 из них получены конкордантные возрасты. 90% зерен имеют $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст в интервале 2712–2944 млн лет с одним пиком – 2820 млн лет. Самые древние зерна циркона показали $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст 3014 и 3094 млн лет.

Незрелые терригенные осадки виленской свиты могут свидетельствовать об их формировании в прибрежно-морской зоне. Изотопные данные указывают на преобладание источника сноса с возрастом 2820 млн лет;

наиболее вероятная питающая провинция –комплексы Каменноозерской структуры.

Вулканиты свиты *ветреный пояс* получили широкое распространение в границах структуры. Представлены высокомагнезиальными и коматитовыми базальтами со структурой спинифекс, изредка в разрезе встречаются туфогенные образования.Петрографическое изучение позволяет выделить разновидности коматитовых базальтов, отвечающих разным частям потоков [2]. По содержанию SiO_2 (43.93–55.27%) породы в основном отвечают пикробазальтам и базальтам. Вулканиты относятся к низко- и умеренномагнезиальным (TiO_2 0.61–0.93%), низко- и умеренно-калиевым (K_2O 0.11–0.73%), умеренножелезистым (FeO^* 8.63–14.35%), высоко- и ультрамагнезиальным (MgO 6.83–28.72%). Аномально высокие содержания MgO при умеренном (от 0.2 до 1%) TiO_2 характерны для коматитовой серии. На диаграмме распределения мультиэлементных спектров отчетливо проявлены минимумы Nb и P на фоне резкого положительного максимума Pb могут свидетельствовать о контаминации мантийного коматитового расплава коровыми веществами. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту, характеризуется плавным понижением от легких элементов к тяжелым $(\text{La/Yb})_N$ – 2.62–4.95, свидетельствуя о континентальных условиях вулканизма.

На рубеже архея и протерозоя на территории Балтийского щита в результате деструкции континентальной коры закладывались рифтогенные прогибы. Не стал исключением и Ветреный пояс. Проведенные исследования осадочно-вулканогенного комплекса Ветреного пояса позволили установить, что пояс заложился на коре континентального типа в пределах Карельского кратона. Процесс накопления осадочных последовательностей происходил в спокойной мелководной прибрежно-морской обстановке. Вулканизм носил внутриплитный характер. В составе питающих провинций при формировании кластических пород различных уровней разреза, преобладал кислый источник, что указывает на континентальные условия на всем протяжении становления структуры. Анализ изотопных возрастов по обрамляющим пояс структурам позволил предположить, что основными областями сноса служили комплексы пород Сумозерско-Кенозерской структуры и ТТГ гнейсы Водлозерского блока.

Литература

1. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Федюк З.Н. Перспективы золотоносности Каменоозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 15–25.

2. Куликов В.С., Светлов С.А., Слабунов А.И. и др. Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Тр. КарНЦ РАН. Серия Геология докембрия. 2017. N 2. С. 3–41.
3. Мыскова Т.А., Житникова И.А., Львов П.А. Позднеархейский среднекислый магматизм Южно-Выгозерской и Каменномохорской зеленокаменных структур Центральной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 4. С. 3–27.
4. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. Глебовицкого В.А. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
5. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91. P. 611–627.
6. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 820–829.
7. McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics / Johnsson M.J., Basu A. (eds.). Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Boulder, CO, USA. Geological Society of America Special Paper. 1993. P. 21–40.
8. Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // J. Geol. 1982. Vol. 48. P. 1523–1534.

Г.У. Мелик-Адамян¹

К вопросу об амплитуде и темпе пост-среднеакчагыльских тектонических поднятий северной части Армянского нагорья

Согласно общепринятым классическим представлениям, практически вся территория Армянского нагорья, ввиду восходящих дифференцированных движений, обусловленных крупнейшей средне-сарматско-мэотической аттической орофазой, уже в раннем мэотисе представляла собой низкогорную сушу высотой, как минимум, несколько сот метров, и это препятствовало проникновению морских вод пост-сарматских трансгрессий в регион. Это доказывается практически полным отсутствием палеонтологически охарактеризованных морских, солоноватоводных

¹ Институт геологических наук, НАН, Ереван, Армения

отложений мэотиса (морской мэотис, на основании фораминифер доказан только в Нахичеванской впадине), понта и, тем более, акчагыла как в Армении, так и на всей территории Армянского нагорья [3–5, 7–11, 13–15, 18].

Ранее автором [9] были опровергнуты данные Ю.В. Саядяна [12] о якобы наличии малакалогически охарактеризованных акчагыльских отложений из скважинного материала Ширакской котловины (скважина 12 у с. Мармарашен) и ЮВ побережья оз. Севан (скважины Норакерт-2 и Цовк-4) на современных гипсометрических отметках 1260–1600 м: в первом случае ввиду ошибочности определений пелиципод и во втором случае из-за явной фальсификации и подтасовки фактов со стороны Ю.В. Саядяна [9]. Косвенным подтверждением невозможности проникновения морских вод великой акчагыльской трансгрессии в высокогорные области Армении является полное игнорирование этого «сенсационного» факта со стороны А.А. Свиточа [13].

До недавнего времени на всей территории Турции палентологически доказанные (пелициподы) морские отложения великой акчагыльской трансгрессии с макс. пиком 2.6 млн лет (средний акчагыл) были известны только из крайне западной ее части – с берега пролива Дарданеллы, на современных отметках не более 200 м [13]. Однако за последние несколько лет наличие якобы морских акчагыльских отложений исключительно на основании нахождения цист водных планктонных водорослей динофлагеллат, или диноцист, указываются из двух местонахождений СЗ высокогорной части Армянского нагорья (Восточной Турции): Демиркенда в 19 км ЮЗ г. Гюмри (1565 м) и Пекеджик – СВ г. Ерзрум (1753 м) [16, 17, 21]. При этом в обоих случаях характерная для морского акчагыла солоноватоводная фауна моллюсков, фораминифер, остракод, а также солоноватоводных диатомей в данных отложениях не идентифицирована. Кроме того, из шести видов диноцист из нижней части разреза Демиркенд ни один не совпадает со списочным составом диноцист из единственными охарактеризованных диноцистами морских акчагыльских отложений Гобустанского района Азербайджана. *Spinifrites pannonicus* появляется там только начиная с раннего ашшерона на рубеже 1.8 млн лет, и также известен из миоцена Паннонского бассейна, являясь, скорее всего, переотложенным. Вид *Algidasphaeridum cf. capillatum* из слоев #2, 3, 4 из разреза Пекеджик-1 в Гобустанском районе спорадически встречается как в акчагыльских, так и в ашшеронских отложениях, но в других регионах он известен еще с позднего миоцена [20], что также указывает на его переотложенность. Выглядит также крайне неубедительным утверждение о проникновении полуморских вод великой акчагыльской трансгрессии в горные области Турции по долине р. Аракс [16]. Среднеараксинский межгорный прогиб, по которому протекало русло

палео-Аракса (всего в нескольких километрах Ю и ЮВ современного русла реки), уже в конце позднего сармата со времени начала аттической орофазы был вовлечен в слабое поднятие с общей амплитудой 0.5–1 км [11]. Во время среднеплиоценовой, предакчагыльской роданской, или восточнокавказской, орофазы подошва русла поднялась еще больше. Современные гипсометрические отметки акчагыльских подлавовых отложений русла палео-Аракса, представлены исключительно аллювиальными и пресноводно-озерными образованиями, а на стыке Ааратской и Нахичеванской котловин в районе села Ерасх составляют 400–630 м с подошвой 750 м на краине СЗ обрамлении Ааратской котловины севернее села Шеник [6]. Это свидетельствует об относительно более интенсивных поднятиях в северном направлении, что подтверждается данными других исследователей для Ширакского межгорного прогиба [4]. Отсюда следует, что полуморские воды великой акчагыльской трангрессии, с превышением абс. гипс. отметок до 100 м [7, 13], в силу приподнятости дна реки палео-Аракса не могли достигать даже Нахиджеванской и Ааратской котловин, не говоря уже о приподнятых районах СВ Турции.

Отсутствие пыльцы таксиодевых в диноцистовых слоях Турции, столь характерных для акчагыл-апшеронских отложений восточного Закавказья и западной Туркмении [19], также с высокой долей вероятности может свидетельствовать о пост-апшеронском возрасте диноцистовых слоев. Из всех экзотических ореховых в раннем баку сохраняется только пекан (*Carya*) [19]. Данные факторы и наличие пыльцы влаголюбивых тсуг, которые еще встречаются в качестве реликтов в нижнебакинских отложениях Кавказа в целом и уже к среднебакинскому времени полностью изчезают (кроме Колхидского рефугиума в западной Грузии) [19], позволяют палинологически датировать наиболее вероятный возраст турецких месторождений верхним апшероном и ранним баку (прибл. 1.2–0.6 млн лет). Позднеапшеронско-раннебакинский палеорельеф формирования диноцистовых слоев был на несколько сотен метров выше палеорельефа континентальных отложений сред. теч. р. Аракс (700–800 м) и никак не ниже 900–1000 м (с учетом верхнеакчагыл-апшеронских поднятий), что, в свою очередь, позволяет оценить амплитуду и среднюю скорость воздымания турецкой части Армянского нагорья за последние 2.6 млн лет не 1500–1750 м и не 0.6–0.8 мм/год, как предполагает В.Г. Трифонов [16, 17], а не более 700–800 м и приблизительно 0.25–0.3 мм/год, т.е. как минимум в два раза меньше. Данная интерпретация не очень отличается от ранее определенной эоплейстоцен-неоплейстоценовой амплитудой поднятий в 600–800 м для среднеараксинской и ширакской межгорных прогибов Армении с усредненной скоростью воздымания от 0.44 до 0.33 мм/год [4].

Литература

1. Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван, Ергосунт, 1969. 389 с.
2. Вегун А.Т. Геология и богатства недр Армянского нагорья. Ереван, Ереванский госуниверситет, 2001. 435 с. (на армянском языке)
3. Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сеймоктоника Армянской ССР. Ереван, Ереванский госуниверситет, 1981. 282 с.
4. Габриелян А.А., Симонян Г.П. О четвертичных тектонических движениях территории Армении // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1993. № 1. С. 3–7.
5. Кулошвили С.И., Майсурадзе Г.М. Неотектонический этап развития территории Грузии // Труды Института геологии Грузии. 2008. Новая серия. Вып. 124. С. 69–78.
6. Кожевников А.В., Кожевников В.Н., Саядян Ю.В. К истории формирования Арагатской котловины // Вестник МГУ. 1973. № 1. С.24–41.
7. Мамедов А.В., Ширинов Н.Ш. Палеогеография Акчагыльского века территории Азербайджанской ССР и снежных районов Грузии и Армении. Континентальный верхний плиоцен Черноморско-Каспийской области. М.: 1986, С. 77–89.
8. Мелик-Адамян Г.У. Начальные стадии позднеоорогенного тектогенеза Армении в свете современных биостратиграфических представлений // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ/ Материалы 48 тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2016. С. 7–11.
9. Мелик-Адамян Г.У. Достигала ли акчагыльская трансгрессия территории Армении // Материалы XXII международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 1. М.: Институт океанологии РАН, 2017. С. 154–158.
10. Мелик-Адамян Г.У. К вопросу о наличии морского меотиса в Армении в контексте неотектонических вертикальных подвижек // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Мат. 50 (L) Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2018. С. 7–10.
11. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника // Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука, 1977. С. 31–45.
12. Саядян Ю.В. Новейшая геологическая история Армении. Ереван, Гидротюн, 2009. 357 с.
13. Святченко А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: МГУ, 2014. 272 с.
14. Симонян Г.П., Саркисян О.А., Назарян Л.С. Новейшая тектоника юго-восточной Армении // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2000. № 1-2. С. 39–43.
15. Стратиграфия СССР. Неогеновая система. Т. 1. М.: Недра, 1986. 419 с.

16. Тесаков А.С., Трифонов В.Г., Симакова А.Н. и др. Геодинамические и биоценотические условия ранне-среднего плейстоцена в контексте заселения древним человеком Крымско-Кавказско-Аравийского региона // Раннепалеолитические памятники и природная среда Кавказа и сопредельных территорий в раннем-среднем плейстоцене. СПб: Петербургское востоковедение, 2020. С. 7–24.
17. Трифонов В.Г., Симакова А.Н., Соколов С.А. и др. Интенсивное четвертичное поднятие горных стран и его причины // Материалы Пятой тектонофизической конференции «Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле». М.: ИФЗ, 2020. С. 303–306.
18. Федоров П.В. О проблеме Акчагыла. Континентальный верхний плиоцен Черноморско-каспийской области. М., 1986. С. 69–76.
19. Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена среднего плейстоцена, М.: ГЕОС, 1997. 164 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 502).
20. Richards K., van Baak C.G.C. et al. Palinology and micropalaeontology of the Pliocene-Pleistocene transition in outcrop from Western Caspian Sea, Azerbaijan: Potential links with the Mediterranean, Black Sea and the Arctic Ocean // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2018. N 511. P. 119–143.
21. Simakova A.N., Tesakov A.S., Frolov P.D., et al. Caspian-type dinocysts in NE Turkey mark deep inland invasion of the akchagylian brackish-water basin during the terminal late Pliocene // Quaternary international. 2021. P. 1–10.

Ф.А. Мигурский¹

Палеозойская геодинамика Сибирской платформы

Существующие геодинамические модели складчатого обрамления Сибирской платформы в значительной мере противоречат современным плитотектоническим представлениям. Это значительно затрудняет реконструкции осадочно-миграционных процессов нефтегазообразования, иные минерагенические прогнозы. Полученные в последние годы новые геофизические материалы дают возможность исправить эту ситуацию.

Интерпретации глубинного сейсмического профиля МОГТ по реке Витим (2019), сейсмического профиля МОГТ «Ковыкта-Прибайкалье»

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ФГБУ ВНИГНИ), Москва, Россия

(2006), полевые геологические наблюдения позволяют построить новую модель Байкало-Патомского складчатого пояса (области) (рис. 1). Основной характеристикой модели является «одноактный» коллизионный характер в отличие от распространенных сегодня представлений о карело-

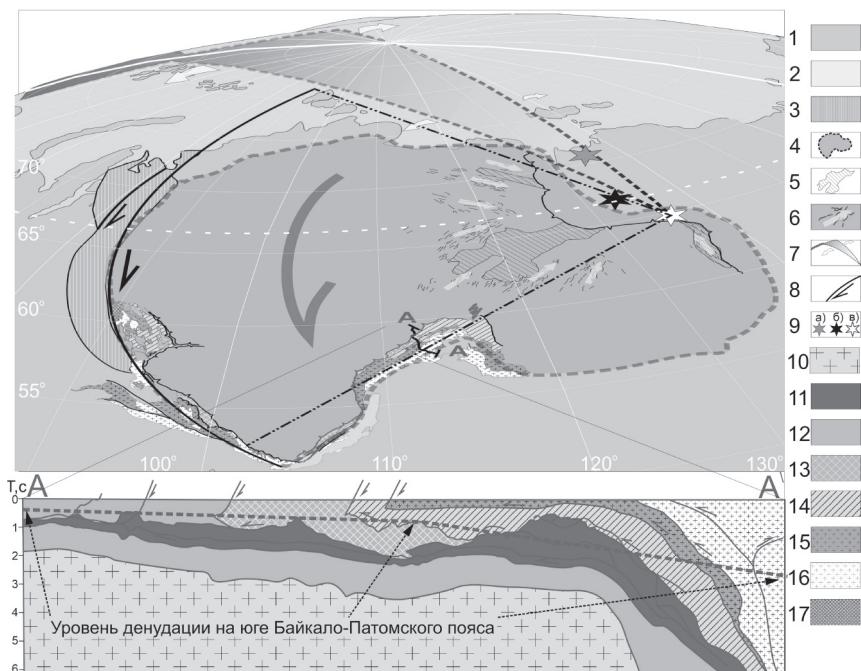


Рис. 1. Геодинамическая схема Сибирской платформы в составе Евразийской литосферной плиты и геолого-геофизический временной разрез каледонского Байкало-Патомского складчатого пояса по сейсмическому речному профилю «Витим» (2019).

1 – территория Сибирской платформы; 2 – акватории; 3 – продолжение структур Сибирской платформы под мезозойским чехлом Западно-Сибирской плиты (по данным карты СНИИГГиМС, 1974), 4 – контуры Сибирской платформы; 5 – Вилуйская рифтовая система; 6 – серии даек и их ориентация; 7 – Арктико-Атлантический сферочазм; 8 – сдвиги и их кинематика; 9 – эпицентры: а – вращения между Евразийской и Североамериканской плитами [9], б – девонского дайкового магматизма [8]; вращения Сибирской платформы по нашим данным; 10 – кристаллический фундамент; 11, 12 – осадочный чехол: 11 – интенсивно дислоцированный; 12 – слабо измененный; 13 – преднадвиговые сланцевые дуплексы, моласса; 14 – метаморфизованные толщи; 15 – синколлизионные стратiformные граниты; 16 – высокометаморфизованные мигматизированные толщи

байкало-каледонском возрасте [1]. Все структуры Байкало-Патомского складчатого пояса, как пликативные, так и дизъюнктивные, находятся в парагенетической связи и сформировались в процессе единого «акта» коллизии в начале-середине палеозоя. Они демонстрируют увеличение степени метаморфической преобразованности в сторону осевой части пояса. Осевая зона, в соответствии с данными геолкарты О-49 третьего поколения, представлена наиболее метаморфизованными, существенно мигматитизированными образованиями Чая-Мамско-Чипикетского блока-пластины, надвинутыми как в сторону Сибирской платформы по Левоминьско-Чуйской динамометаморфической зоне, так и в обратную сторону по Абчадскому разлому. В корневой части этой высокометаморфизованной зоны, вероятно, следует проводить глубинную границу Сибирской платформы.

Отличия южной, центральной и северной частей Байкало-Патомского складчатого пояса определяются, в первую очередь, прибайкальским предрифтогенным воздыманием [2], вероятно, уничтожившим значительные части каледонских [3] надвиговых пластин на юге. На севере в полном объеме сохранились складчатые метаморфизованные осадочные толщи преимущественно верхнего докембра, собранные в результате коллизии в гигантскую структуру дуплексного сгруживания (рис. 1). Синкинематические стратиформные [4] гранитоиды, широко развитые в обнажениях в центре и интенсивно денудированные на юге, здесь выходят на поверхность весьма ограниченно, обнажаясь в пределах Тонодского «отдельного гранитоидно-метаморфического поднятия» (геолкарта, лист О-50 третьего поколения) в лежачем ядре этого дуплекса.

Проследить на юго-запад линейные структуры каледонид можно лишь до юго-западной оконечности озера Байкал. Дальше в этом направлении эти дизъюнктивные и пликативные структуры не следятся. В районе пос. Култук они упираются в бластомилонитовую зону пади Култук, переходящую на северо-запад через пологий перевал в долину реки Иркут. Река Иркут, текущая на юго-восток, резко меняет направление и делает два практически полных поворота на 180° на участке, пересекающем бластомилонитовые зоны. Простижение бластомилонитов отражено на листе геологической карты двухсоттысячного масштаба Н-48-II. Бластомилонитовые и катаклазитовые зоны нарушают каледонские складчатые структуры, которые в северной части со стороны Саян не продолжаются дальше на восток, а в южной части, со стороны платформы – на запад. Таким образом, субмеридиональный дугообразный разрыв каледонид, указывает на посткаледонский возраст и правосторонний глобальный характер сдвиговых перемещений на западной периферии Сибирской платформы по Приенисейской разломной зоне. Это согласуется с результатами исследований [5]. Далее на север эта зона четко выражена и подчеркивается

долиной реки Енисей, которая продолжает течение по дуге, сохраняя заданную от южной оконечности оз. Байкал кривизну (рис. 1).

Тектоногенные и интрузивные образования демонстрируют закономерную зональность. К осевым центральным частям линейного сдвиго-скатия (в южной части Главный Саянский, а с широты 52°40' – Бирюсинский разлом) приурочены бластомилонитовые зоны и блоки высокометаморфизованных, часто мигматизированных кристаллических пород, датируемые ранним докембriем. При удалении от центра бластомилонитовые выполнения разломных зон меняются на катаклазитовые. Степень метаморфизма уменьшается. Отмечаются гранитные породы, слагающие крупные тела. Подобное геологическое строение известно для других транспрессионных обстановок [6]. Определения возраста метаморфизма и магматизма указывают на карельскую и более древние эпохи тектогенеза. Это может объясняться, недостаточной степенью магматической переработки как всего объема кристаллических пород, так и акцессорных цирконов, не сформировавших сингенетичных герцинскому тектогенезу внешних зон кристаллов [7]. На периферии складчатой области по данным сейсмических наблюдений МОГТ устанавливаются структуры дуплексного сгруживания рассланцеванных осадочных отложений, как бы вдвинутых в чехол платформы. Такая структура, вероятно, была вскрыта скважиной Карасайская-1.

Значительные амплитуды смещений, дугообразная форма Приенисейской разломной зоны предполагают наличие масштабных вращательных движений Сибирской платформы в пермо-триасе [5]. Если провести радиусы от частей Приенисейской дуги, точка их пересечения окажется близко расположенной к эпицентру девонского дайкового магматизма [8] и к точке схождения границ главной океанической впадины Ледовитого океана, фактического глобального Арктико-Атлантического сфероцазма (рис. 2). Современный полюс вращения земной коры на северо-востоке Евразии устанавливается также в этом районе [9]. Аналогичный предполагаемому для Сибирской платформы эпицентр вращения уверенno читается по данным спутниковых измерений у северной оконечности рифта Красного моря (вероятно, также сфероцазма) [10].

Для увязки южносибирских каледонских складок с продолжением глобального пояса периатлантических каледонид, необходимо развернуть Сибирскую платформу примерно на 180°. При этом её современная восточная граница совместится с восточной границей Русской платформы аналогичной формы (рис. 2). Такое взаимное расположение подтверждается результатами реконструкции предрифтогенного положения платформ, установленного на основе палеомагнитного метода и по данным анализов ископаемых остатков силур-девонских рыб [11]. Поскольку в северо-восточной части Русской платформы под верхнепалеозой-mezозойским

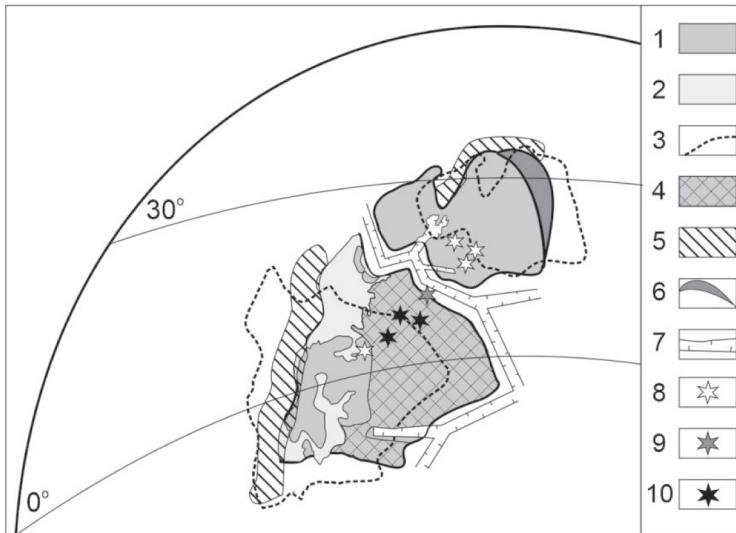


Рис. 2. Вероятное положение Русской и Сибирской платформ к началу девонского рифтогенеза

1 – территории Русской и Сибирской платформ; 2 – шельф и внутренние моря Русской платформы; 3 – контуры положения платформ в силуре–девоне по данным [11]; 4 – мезозойский чехол Русской платформы; 5 – каледониды; 6 – современная западная часть Сибирской платформы в пределах Западно-Сибирской плиты; 7 – девонские рифты; 8 – алмазоносные поля; 9 – возможные кимберлитовые поля под мезозойским чехлом; 10 – алмазоносные россыпи Северного Урала

чехлом могут продолжаться позднедевон-раннекаменноугольные кимберлитовые поля, а коренной источник Вишерского россыпного месторождения алмазов, возможно, представляет собой вовлеченные в коллизионную орогению и метаморфизованные древние россыпи, то известные алмазоносные провинции Сибири и Европы в начале карбона, вероятно, располагались сближенно в пределах единой плиты. Разъединение Русской и Сибирской платформ произошло в результате девонского рифтогенеза. Фрагментами рифтогенной палеокеанической зоны, её ветвями, являются слепые рифты Вилуйской системы и Днепрово-Донецкий авлакоген.

Литература

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складча-

того пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. Вып. 5. С. 615–628.

2. *Буслов М.М.* Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и её осадочного выполнения в мел-кайнозойское время // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С.1245–1255.

3. *Федоровский В.С., Скляров Е.В.* Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418.

4. *Раген Э.* Геология гранита / Перевод с фр. В.И. Баженова. М.: Недра, 1979. 326 с.

5. *Кадильников П.И., Романов М.И., Советов Ю.К., Богданов Е.А.* Палеозойские деформации южной (Байкало-Саянской) окраины Сибирского кратона как следствие его вращения // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Вып. 15. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 104–106.

6. *Morley C.K., Charusiri P., Watkinson I.* Structural geology of Thailand during the Cenozoic // The Geology of Thailand // Geological Society London. 2011. P. 273–334.

7. *Oliver N.H.S., Bodorkos S., Nemchin A.A., Kinny P.D., Watt G.R.* Relationships between Zircon U–Pb SHRIMP Ages and Leucosome Type in Migmatites of the Halls Creek Orogen, Western Australia // Journal of Petrology. 1999. Vol. 40. Is. 10. P. 1553–1575.

8. *Ernst R., Buchan K.* Giant Radiating Dyke Swarms: Their Use in Identifying Pre-Mesozoic Large Igneous Provinces and Mantle Plumes. // AGU Geophysical Monograph Series. 1997. P. 297–333.

9. *Nokleberg W., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I., Khanchuk A., Stone D., Scotese C., Scholl D.W., Fujita K.* Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific. USGS, Professional Paper 1626. 2000. 133 p.

10. *Attia G.F., Hegazy M.A., Abd El-Hameed A.M.* The use of satellite laser observations in studying the crustal movements // NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics. 2013. Vol. 1. N. 2. P.110–113.

11. *Selley R.C., Cocks L.R.M., Plimer I.R.* Encyclopedia of geology. London: Elsevier, Academic Amsterdam, 2005. 692 p.

**Особенности состава, строения и происхождения
ультрабазитов Итмурундинского массива
Северо-Балхашской оphiолитовой зоны
(Центральный Казахстан)**

В строении покровно-складчатых сооружений Центрально-Азиатского орогенного пояса участвуют фрагменты океанической коры и верхней мантии, входящие в состав оphiолитовых разрезов, формирование которых происходило в различных геодинамических обстановках. Наиболее полные фрагменты разрезов океанической литосфера в пределах западного сегмента Центрально-Азиатского пояса известны в Джалаир-Найманской, Бощекульской, Майкаин-Кызылтасской, Тектурмасской и Северо-Балхашской оphiолитовых зонах. Северо-Балхашская оphiолитовая зона расположена в Центральном Казахстане и протягивается в субширотном направлении на 250 км при ширине от 5 до 15 км. В ее строении участвует серпентинитовый меланж, занимающий структурно наиболее низкое положение, в составе которого присутствуют блоки различных магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных пород. Наиболее крупные блоки, приуроченные к массивам Итмурунды, Тесиктас, Архарсус и Восточный Архарсус, сложены пространственно разобщенными фрагментами реститового (дунит-гарцбургитового) и полосчатого (дунит-верлит-пироксенит-габбро-плагиогранитного) комплексов. Также среди пород меланжа присутствуют отдельные блоки хромититов, плагиогранитов, эклогитов и глаукофановых сланцев. Результаты U-Pb (SIMS) датирования плагиогранитов массивов Тесиктас и Восточный Архарсус свидетельствуют о раннекембрийском (~530–520 млн лет) возрасте их кристаллизации и интерпретируются как время формирования плутонической части оphiолитового разреза [3]. Для диоритов и плагиогранитов, слагающих блоки в серпентинитовом меланже, получены оценки возраста ~500 и ~476 млн лет. Особенности состава этих пород позволяют предполагать, что их формирование происходило в пределах внутриоceanической островной дуги в позднем кембрии – раннем ордовике [3].

Ультрамафиты реститового комплекса массива Итмурунды, представленные в различной степени серпентинизированными гарцбургитами и реже дунитами, имеют характерную порфиrokластовую структуру, когда среди серпентинизированной массы сохраняются реликты первичных по-ронообразующих минералов. Гарцбургиты состоят из оливина (72–89%),

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

ортопироксена (10–26%), клинопироксена (<3%), хромшпинелида (1–2%); в дунитах содержание оливина превышает 90%, вторичными являются серпентин, и редко встречается амфибол. Размер зёрен оливина в обоих разностях преимущественно до 2 мм, пироксенов – 1–2 мм, хромшпинелидов – до 0.5 мм.

Все проанализированные образцы в различной степени серпентинизированы (п.п.п. 8.3–12.5%), поэтому химический состав пересчитан на сухой остаток. Основными особенностями состава пород являются высокие содержания MgO (44.89–50.79 мас.%, Mg# = 91–92), высокие концентрации никеля (Ni = 2033–2327 г/т) и хрома (Cr = 817–2051 г/т), низкие содержания SiO₂ (40.21–44.47 мас.%), Al₂O₃ (0.37–0.98 мас.%), CaO (0.57–0.98 мас.%), TiO₂ (<0.01 мас.%), что соотносится с низким модальным содержанием клинопироксена. Ультрамафиты показывают относительно широкий диапазон соотношений MgO/SiO₂ (1.0–1.26) при низких значениях Al₂O₃/SiO₂ (<0.02), такая тенденция скорее всего связана с потерями MgO при серпентинизации (Jogoutz et al., 1979). Исследуемые породы характеризуются отношениями FeO/SiO₂ (0.18–0.19), Cr₂O₃/SiO₂ (<0.01) и CaO/Al₂O₃ (0.85–1.54), что соответствует параметрам, выведенным для изохимически серпентинизированных мантийных реститовых перидотитов (FeO/SiO₂ = 0.170–0.202; Cr₂O₃/SiO₂ = 0.0065–0.0119; CaO/Al₂O₃ ≤ 2.0 [2]).

В целом ультрамафиты массива Итмурунды обеднены всеми РЗЭ, часть значений находится ниже предела обнаружения. Общее содержание редкоземельных элементов в мантийных ультрамафитах массива Итмурунды колеблется от 0.26 до 0.66 г/т. Породы обеднены всеми несовместимыми элементами, крупно-ионными литофильными элементами (КИЛ) (Rb = 0.09–4.1 г/т; Ba = 2.64–6.69 г/т; Cs = 0.01–0.35 г/т) и высокозарядными элементами (ВЗЭ) (Sc = 6.88–9.52 г/т; Zr = 0.7–2.73 г/т; Y < 0.08 г/т; Nb = 0.04–0.07 г/т; Th и U < 0.01 г/т). По химическому составу породы в целом сопоставимы с деплетированной мантией MORB (DMM) [8], за исключением незначительного обогащения КИЛ (Rb = 4.59*DMM).

Оливины из гарцбургитов и дунитов имеют схожие содержания SiO₂ (40.84–40.92 мас.%), MgO (49.73–50.21 мас.%) и FeO_{tot} (7.81–8.33 мас.%) и демонстрируют заметные содержания MnO (0.11–0.12 мас.%), низкие содержания Cr₂O₃ (до 0.01 мас.%) и CaO (до 0.01 мас.%). Магнезиальность оливина в гарцбургитах и дунитах соответствует Fo_{91–92}. Ортопироксен из гарцбургитов отвечает высокомагнезиальной разновидности – энстатиту (En_{89–91}), и характеризуется низкими содержаниями Al₂O₃ (1.1–1.2 мас.%), TiO₂ (0.0014–0.0079 мас.%) и заметными содержаниями CaO (0.29–0.2 мас.%) и Cr₂O₃ (0.37–0.52 мас.%). При этом магнезиальность ортопироксена (Mg# = 91–92) сопоставима с магнезиальностью находящегося с ним в ассоциации оливина (Mg# = 91–92), что может указывать

на равновесность ассоциации этих минералов. По химическому составу клинопироксен из гарцбургитов соответствует диопсиду ($\text{En}_{2.4-2.5}\text{Fs}_{49-49.4}\text{Wo}_{49-49.4}$; Mg# = 95–97) с низким содержанием Al_2O_3 = 0.8–1.0 мас.% и заметным содержанием Cr_2O_3 = 0.5–0.8 мас.%. Для хромшпинелидов, отвечающих хромиту и алюмохромиту, характерны однородный состав в пределах зерна (Cr# = 63–67, Mg# = 20–27) и наличие магнетитовых кайм. Степень окисления железа ($\text{Fe}^{\#} = \text{Fe}^{3+}/(\text{Cr}+\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$) для хромитов и алюмохромитов варьирует в пределах $\text{Fe}^{\#} = 0.013-0.053$. Необходимо отметить, что хромистость первичных хромшпинелидов (Cr# = 63–67) из рассмотренных ультрамафитов превышает значения хромистости, полученные для хромшпинелидов из абиссальных перidotитов COX (Cr# = 20–50) [7].

Химические составы пород нижних частей оphiолитов и слагающих их минералов могут отражать степень истощения пород, сформированных в процессе частичного плавления мантийного вещества. Такие параметры состава минералов, как хромистость шпинели и магнезиальность оливина, могут быть использованы для определения степени деплетированности мантийных перidotитов [5]. Исходя из хромистости шпинели, изученные перidotиты Итмурундинского массива были образованы в результате плавления, степень которого находится в диапазоне от 19 до 22%. Шпинели в мантийных перidotитах являются хорошими петрогенетическими индикаторами, так как в меньшей степени подвержены вторичным изменениям. Зависимость между значениями хромистости шпинели и форстеритовым компонентом в оливине из изучаемых пород показывает, что исследуемые образцы попадают в область сосуществования оливина и шпинели (OSMA) [1]. Высокое содержание хрома в шпинели (Cr# > 60) наряду с высоким содержанием форстерита в оливине (Fo_{91-92}) из ультрамафитов могут свидетельствовать о надсубдукционном происхождении этих пород [5]. Кроме того, полученные содержания Al_2O_3 , Cr_2O_3 и значения магнезиальности в ортопироксене и клинопироксене из гарцбургитов сопоставимы со значениями, характерными для перidotитов преддуговых океанических бассейнов, сформированных в надсубдукционных обстановках [6].

Исходя из особенностей минерального и химического состава ультраосновных пород массива Итмурунды, таких как высокая магнезиальность, высокие концентрации никеля и хрома при низких содержаниях некогерентных элементов, включая редкие и редкоземельные элементы ($\Sigma\text{РЗЭ} = 0.26-0.66 \text{ г/т}$), а также незначительная обогащённость крупно-ионными лиофильными элементами ($\text{Rb} = 4.59 * \text{DMM}$), изучаемые серпентинизированные ультрамафиты соответствуют типичным реститовым мантийным перidotитам оphiолитовых комплексов, образованным в надсубдукционной обстановке [4].

Это согласуется и с данными, полученными для пород из структурно более высоких частей оphiолитового разреза в пределах массива Архарсү. Особенности химического состава пород полосчатого комплекса, представленных верлитами, клинопироксенитами и габброидами, сходны с геохимическими характеристиками ультрамафит-мафитовых пород, сформированных в надсубдукционной обстановке (обогащенность крупно-ионными лиофильными элементами и отрицательные Nb-аномалии). Кроме того, по химическому составу раннекембрийские плагиограниты массивов Тесиктас и Восточный Архарсү, приуроченные к верхним частям оphiолитового разреза, представляют собой дифференциаты базитовой магмы, также сформированные во внутриокеанической надсубдукционной обстановке [3].

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00101).

Литература

1. *Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chem. Geol. 1994. Vol. 113. P. 191–204.
2. *Bazylev B.A.* Petrochemical criteria for recognition of residual spinel peridotites among ultramafic rocks in different tectonic settings // 6-th Zonenshain Conference on Plate Tectonics & Europrobe workshop on Uralides. 1998. Moscow. February 17–20.
3. *Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S.* Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. 2021. Vol. 380–381. 105818.
4. *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolites and Their Origins // Elements. 2014. Vol. 10. N 2. P. 93–100.
5. *Hellebrant E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.* Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature, 2001. Vol. 410. P. 677–681.
6. *Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R.* Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogazawara-Mariana forearc, Leg 125 / P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking et al. (eds.). Proceeding of the ocean drilling program, scientific results. 1992. Vol. 125. P. 445–485.
7. *Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // J. of Petrology. 1998. Vol. 39. N 9. P. 1577–1618.
8. *Workman R., Hart S.R.* Major and trace element composition of depleted mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol.6. P. 1–49.

**Источники вещества и условия седиментации
терригенных пород присаянского регионального
стратиграфического горизонта южной окраины
Сибирской платформы**

Породы, выделяемые в присаянский региональный стратиграфический горизонт (РСГ), узкой полосой протягиваются вдоль южной окраины Сибирской платформы (ЮСП) и перекрываются раннекембрийскими галогенно-карбонатными породами усольского регионального стратиграфического горизонта [1, 2]. В Бирюсинской зоне ЮСП, породы присаянского РСГ представлены отложениями усть-тагульской свиты, в Иркутской зоне ЮСП – хужирской, шаманской и иркутской свитами мотской серии, в Прибайкальском районе ЮСП – ушаковской, куртунской и аянканской свитами [2]. На основании межрегиональных стратиграфических исследований [1–4 и др.], возраст пород присаянского регионального стратиграфического горизонта принимался как верхневендский (юдомский). В последнее время, появились новые данные о возрасте пород присаянского регионального горизонта, распространенных в различных зонах и районах СП. Так, в результате палеонтологических исследований пород усть-тагульской свиты, проведенных Б.Б. Кочневым с соавторами [5], было установлено, что седиментация этих пород происходила в кембрийское (немакит-далдынское) время. Биостратиграфические, хемостратиграфические и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования детритовых цирконов, проведенные В.В. Марусиным с соавторами [6], свидетельствуют о том, что иркутская свита мотской серии Иркутской зоны ЮСП формировалась уже в томмотское время. Значения возраста детритовых цирконов из терригенных пород нижней и верхней частей мотской серии, полученные Н.С. Прияткиной с соавторами [7], не позволили сделать выводы о возрасте пород этой серии, так как были получены в основном позднерифейские (886 млн лет) и раннепротерозойские (1950–1800 млн лет) оценки возраста цирконов. Таким образом, перечисленные выше новые данные, полученные разными научными коллектиками, поставили под сомнение сложившееся мнение о верхневендском возрасте всех пород, выделяемых в составе присаянского регионального стратиграфического горизонта.

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

С целью выявления состава и возраста пород источников сноса, а также геодинамических условий седиментации терригенных толщ, выделяемых в присаянский РСГ, были проведены петрографические, литохимические и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования дегритовых цирконов из терригенных пород усть-тагульской свиты Бирюсинской зоны ЮСП, шаманской свиты мотской серии Иркутской зоны ЮСП и ушаковской и куртунской свит Прибайкальского района ЮСП.

Проведенные петрографические исследования позволили сделать вывод о близком положении области сноса к бассейну седиментации изученных пород. А именно, минеральный состав всех свит отвечает кварцевым и полевошпатовым грауваккам (по В.Н. Шванову [8]), для них характерна плохая и средняя степень сортировки и окатанности обломочного материала, наличие глинисто-карбонатного цемента, обилие плагиоклазов и КПШ, а также обломков пород, представленных гранитоидами, кварцитами и эфузивами основного и среднего состава.

Анализ концентраций редких и редкоземельных элементов в песчаниках усть-тагульской, ушаковской и куртунской свит свидетельствует о преобладании магматических пород кислого состава в области их источников, в то время как концентрации тех же элементов в песчаниках шаманской свиты указывают на смешанный состав пород в их питающей провинции.

Из песчаников усть-тагульской, куртунской и шаманской свит были отобраны представительные образцы для U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований дегритовых цирконов. Изотопные исследования проведены на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific), соединенным с приставкой лазерного пробоотбора UP-213 (New Wave Research) с длиной волны излучения 213 нм, в лаборатории инструментальных методов анализа ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ.

В песчанике усть-тагульской свиты было проанализировано 110 зерен обломочного циркона, из которых для 66 зерен были получены конкордантные значения. Возраст самого молодого дегритового циркона составил 808 млн лет, самого древнего – 2911 млн лет. Основной возрастной пик соответствует значению возраста 1850 млн лет (42 зерна). Остальные цирконы образуют возрастные пики на 870 млн лет (11 зерен) и 940 млн лет (7 зерен).

Из 105 проанализированных зерен дегритовых цирконов, отобранных из песчаника куртунской свиты, конкордантные значения были получены для 92 зерен. Возраст самого молодого дегритового циркона составил 536 млн лет, самого древнего – 3156 млн лет. Основные возрастные пики соответствуют 617 млн лет (14 зерен), 1850 (24 зерна) и 2782 (29 зерен).

Аналогичные оценки возраста дегритовых цирконов были получены авторами ранее для песчаника ушаковской свиты [9].

В песчанике шаманской свиты всего было проанализировано 115 обломочных зерен циркона. Конкордантные значения были получены для 90 зерен. Возраст самого молодого зерна составил 530 млн лет. Наибольшее количество зерен образуют возрастные пики на 538 млн лет (20 зерен) и 613 млн лет (48 зерен). Только для 7 зерен были получены раннепротерозойские оценки возраста (от 1240 до 2356 млн лет.).

Возраст наиболее молодых зерен циркона в песчаниках куртунской и шаманской свит позволяет предполагать, что их седиментация происходила в раннекембрийский период. Архей-раннепротерозойские оценки возраста дегритовых цирконов с основным пиком на 1850 млн лет из песчаников усть-тагульской, куртунской и ушаковской свит указывают на породы фундамента ЮСП, в том числе гранитоиды Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, как на основной источник их обломочного материала. В то же время позднерифейские (основные пики на 940, 870 и 617 млн лет) оценки возраста дегритовых цирконов из песчаников этих стратоподразделений дают основание предполагать дополнительные источники обломочного материала, не связанные с фундаментом ЮСП. Обилие дегритовых цирконов позднерифейского и вендского возраста, нетипичное для пород фундамента ЮСП, и раннекембрийский возраст самых молодых зерен дегритовых цирконов при незначительном количестве (7 зерен) дегритовых цирконов архей-раннепротерозойского возраста в песчанике шаманской свиты, указывают на преобладающую роль источников обломочного материала в бассейне седиментации пород этой свиты, не относящихся к фундаменту ЮСП.

Таким образом, представленные в настоящей работе новые данные по возрасту дегритовых цирконов из осадочных пород присаянского РСГ демонстрируют отличия от ранее опубликованных данных по дегритовым цирконам из нижележащих осадочных толщ ЮСП [10]. В частности, в результате U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований терригенных пород, распространенных в различных зонах и районах ЮСП и выделяемых в балаганахский, дальнетайгинский и жуинский РСГ, были получены сходные возрастные спектры по дегритовым цирконам, отобранным из пород близких возрастных уровней в разных районах ЮСП. Было установлено, что все породы, относимые к балаганахскому и нижней части дальнетайгинского РСГ, накапливались в условиях пассивной континентальной окраины за счет разрушения архей-раннепротерозойских пород фундамента ЮСП. Породы, относимые к верхней части дальнетайгинского, а также к жуинскому РСГ, демонстрируют одновременное увеличение количества молодых позднерифейских дегритовых цирконов, что указывает на смену режима бассейна седиментации. Предполагается,

что во время накопления этих пород, пассивная континентальная окраина была преобразована в форландовый бассейн в результате реализации вендских аккреционно-коллизионных событий, имевших место вдоль ЮСП. В качестве источников обломочного материала для этих пород, наряду с комплексами пород фундамента ЮСП, рассматриваются поздне-протерозойские породы микроконтинентов и островных дуг, существовавших в акватории Палеоазиатского океана, и, в настоящее время, входящих в структуру северной части Центрально-Азиатского подвижного пояса [обзор в 10 и ссылки в ней]. Представленные в настоящей работе результаты U-Pb (LA-ICP-MS) исследований возраста дегритовых цирконов из осадочных пород, выделяемых в составе присаянского РСГ, показывают, что возрастные спектры, полученные для пород этого РСГ в различных зонах и районах ЮСП, отличаются между собой и могут свидетельствовать об их накоплении в изолированных осадочных бассейнах, формирование которых могло осуществляться на заключительном этапе вендских аккреционно-коллизионных событий.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 18-17-00101).

Литература

1. Советов Ю.К. Верхнедокембрйские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 295 с.
2. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1 (Верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск, 1983. 215 с.
3. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Яшин М.С. Опорные разрезы отложений верхнего докембра и нижнего кембра южной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.
4. Sovetov J.K., Kulikova A.E., and Medvedev M.N. Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic–Early Cambrian rifting and collisional events // Geological Society of America Special Papers. 2007. Vol. 423. P. 549–578.
5. Кочнев Б.Б., Карлова Ю.Б. Новые данные по биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 5. С. 28–41.
6. Marusin V.V., Kolesnikova A.A., Kochnev B.B., Kuznetsov N.B., Pokrovsky B.G., Romanyuk T.V., Karlova G.A., Rud'ko S.V., Shatsillo A.V., Dubenskiy A.S., Sheshukov V.S., Lyapunov S.M. Detrital zircon age and biostratigraphic and chemostratigraphic constraints on the Ediacaran–Cambrian transitional interval in the Irkutsk Cis–Sayans Uplift, southwestern Siberian Platform // Geological Magazine. 2021. Vol. 158. N. 7. P. 1156–1172.

7. Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.Q. Detrital zircon record of Meso-and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Research. 2016. Vol. 285. P. 21–38.
8. Шванов В.Н. Петрография осадочных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
9. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов 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 дегритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1472–1490.
10. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Stanevich A.M., Pisarevsky S.A., Zhang S., Motova Z.L., Mazukabzov A.M., Li H. U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of Late Precambrian sediments in southern Siberia: new insights into breakup of Rodinia and opening of Paleo-Asian Ocean // Gondwana Research. 2019. Vol. 65. P. 1–16.

В.В. Низовцев¹

Вихревая природа геомагнетизма

На двух предшествующих Совещаниях мы опубликовали основные положения новой модели геотектоники [1, 2]. Она учитывает наличие на Земле ротационного вихря, который создаёт в земных оболочках единое поле сдвиговых напряжений. Генетически вихри связаны с генерацией атомов химических элементов родоначальной магмы на поверхности «гогречих» протопланет и являются прямым следствием спиновой (вихревой) природы атомов. Геодинамика и тектонофизика получают новое дыхание в парадигме неинерциальной, вынужденной ротации космических тел. Вихревой подход продуктивен и при анализе природы геомагнетизма.

Основные проблемы здесь – это расположение магнитных пород и механизм их намагничивания. Если, как в магнитном динамо, глобальным источником поля служит внешнее ядро с определённым направлением тока, то трудно объяснить обширные магнитные аномалии. Кроме того, при сложном и неустойчивом механизме генерации поля, характерном для моделей динамо, трудно ожидать общую, линейную зависимость между

¹ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Москва, Россия

угловым и магнитным моментами, которая наблюдается у тел различной природы: от планет и планетных спутников до гигантских звёзд. У космических объектов всех классов дипольная компонента магнитного момента пропорциональна моменту угловому [3]. С учётом данных соображений следует искать более универсальный в космологическом и простой в физическом отношении механизм, чем в модели динамо. Укажем его.

Согласно Кельвину, магнитное поле есть проявление завихренности эфирных течений, не обязательно связанных с электрическим током. В новейшее время физическую реальность подобного течения подтвердили Р. Фейнман и Л. Ландау. Напомним, что Блэкет [4] и Шустер [5] склонялись к не токовой природе магнетизма Земли. Эфирно-вихревую природу геомагнетизма предполагал Л. Эйлер.

Опираясь на палеомагнитные данные, А.В. Долицкий [6] установил, что географический и магнитный полюса синхронно смещаются по спиральным траекториям, то есть геомагнетизм коррелирует с вращением планеты. Линейная зависимость [3] говорит о том, что надо искать связанный с *вращением* тела физический процесс на границе мантии и коры, приводящий к намагничиванию магматических пород при выходе их из мантии. Намагнить новообразованные породы так, что северный магнитный полюс находится на юге, способны антициклонические *относительные* течения эфирного флюида, связанные с вращением Земли, находящейся в космическом проникающем эфире. Если ось ротации определяет пространственное положение дипольной компоненты, то обусловленный тектоническими процессами разворот первой из них с некоторым запаздыванием вызывает смещение и второй. В итоге положение магнитных полюсов соответствует средней оси вращения в современном мегацикле эволюции литосферы.

За аномальное направление намагниченности отвечают течения вихревого привода ротации. На высоких широтах прямые течения ротационного вихря слабы [1, рис. 2], но в среднем их завихренность имеет северное, «аномальное» направление, и на определённых широтах она способна превысить «нормальную» компоненту. Однако глобально ротационный механизм является определяющим, что обнаруживается в универсальной зависимости $\mu \sim P$ между магнитным и механическим моментами космических тел. Рассмотрим физику данной корреляции на Земле.

В дипольной (цилиндрической) модели магнитный момент намагниченного шара $\mu \sim H_z R^4$, где H_z – осевая составляющая поля, R – радиус эквивалентного намагниченного цилиндра. Если магнетизм Земли определяется завихренностью относительных течений, обусловленной вращением планеты с угловой скоростью Ω , то $H_z \sim \Omega$. Легко показать, что в условиях изоротации ($\Omega \approx \text{const}$) небесных тел [7] из пропорции $\mu \sim P$ следует, что вовлечённая во вращение масса планеты пропорциональна площади её

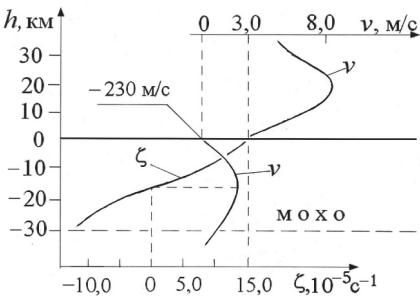


Рис. 1. Условные профили относительных течений в океанской коре: v – скорость; ζ – завихренность $= 2\Omega$. На глубине около 15 км ζ изменяет знак. Широта 60°. Своеобразие профиля на глубинах до 30 км обусловлено сдвигом вихревой оси

по механическому смыслу масса в уравнении углового момента – это материал литосферы, вовлечённый в ротацию. Рост температуры пород с глубиной имеет термодинамические причины и не связан с наличием горячего ядра. Яркой иллюстрацией этого служит слой воды под ледяным щитом Антарктиды.

Вытекающая из пропорции $\mu \sim P$ механическая «пустотельность» планет обнаруживается не только в магнетизме. Так, гравитационная масса планет пропорциональна скорее площади поверхности ($M \sim R^{2.2}$), чем объёму. Учёт этого феномена важен при анализе природы гравитации [9].

Магнитные аномалии на океанском дне также получают интерпретацию в рамках предлагаемой модели. Согласно общепринятой трактовке, обрамляющие океанские хребты полосы новообразованных базальтов приобрели намагниченность в направлении «внешнего», глобального магнитного поля, которое эпизодически изменяет своё направление. Остаётся, однако, не вскрыта причина смены полярности, которая должна сопровождаться геологическими процессами катастрофических масштабов, не обнаруженными в истории Земли [10]. В этой ситуации предпочтительной представляется гипотеза Кэри [11] о том, что намагничивание «ломтей роста» литосферы, выходящих из мантии и формирующих океанское дно, происходит вблизи границы Мохо, а не после выхода их на поверхность. И в самом деле, согласно нашей модели, *в условиях неизменной полярности магнитного поля Земли* знак намагниченности новообразованной породы определяется положением горизонта с температурой Кюри относительно границы смены знака завихренности эфирных суммарных те-

поверхности. Становится востребованной фантастическая гипотеза «полой» Земли. Масса, стоящая в формуле углового момента $P \sim M \Omega R^2$, имеет смысл *инерционной* массы вращающегося тела. Если внутренняя часть планеты состоит из «идеальной» протомагмы [8], не принимающей участия во вращении, то угловой момент планеты P определяется только вращением литосферы. Данная гипотеза согласуется с развивающейся нами «горячей» космогонической моделью [2]. Внутри каждой планеты имеется холодный инертный остаток порции протосолнечной магмы, находящийся в покое, и

чений (рис. 1). Когда базальт, проникший в осевую рифтовую зону раздвигающегося хребта, остывая, приобретает температуру ниже точки Кюри, он намагничивается в прямом или обратном направлении в зависимости от того, на какой глубине при этом находится граница инверсии знака завихренности течений. Знак намагченности имеет локальный смысл и определяется не полярностью интегрального поля Земли, но температурной динамикой в порции породы, покидающей мантию. Не случайно, в центральной долине Срединно-Атлантического хребта местами обнаружены породы обратной намагченности. Общеизвестно также переслаивание прямо и обратно намагченных слоёв в океанских кернах, видимо, обусловленное возвратно-поступательными движениями ломтей разрастания.

Высокая эффективность картезианской планетологии в области геодинамики, тектонофизики и геомагнетизма позволяет сделать вывод о необходимости парадигмальных изменений в науках о Земле.

Литература

1. Низовцев В.В. Единое поле сдвиговых напряжений в земных оболочках // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI-го Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2019. С. 80–83.
2. Низовцев В.В. Горячее происхождение планет, космохимия и ротационный фактор // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII-го Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 111–116.
3. Васильев Б.В. Откуда у Земли магнитное поле // Природа. 1996. № 6. С. 13–23.
4. Blacket P.M.S. The magnetic field of massive rotating bodies // Nature. 1947. Vol. 159. N. 4046. P. 658–666.
5. Schuster A. A critical examination of the possible causes of terrestrial magnetism // Proc. Phil. Soc. London. 1912. Vol. 24. P. 121–137.

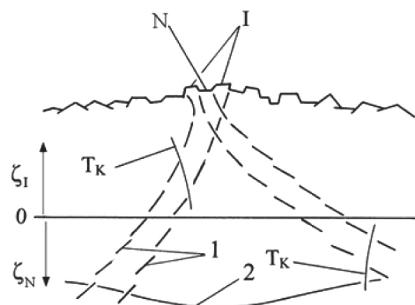


Рис. 2. Ломти разрастания океанического хребта нормальной (N) и аномальной (I) полярностей, по Кэри [11] с изменениями: 1 – кинематические линии; 2 – граница Мохоровичича; ζ_N и ζ_I – завихренности эфирного течения нормального и обратного направлений. Полярность определяется глубиной, на которой массив пород охлаждается до температуры Кюри (T_K)

6. Долицкий А. В. Земная кора: образование, деформация, развитие. Тектоника вращающейся мантии / Ред. Е. Е. Милановский. Ротационные процессы в геологии и физике. М.: Ком. Книга, 2007. С. 115–161.
7. Alfven H. On the origin of the asteroids // Icarus. 1964. Vol. 3. N. 1. P. 52–56.
8. Капустинский А.Ф. К теории Земли // Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 37–71.
9. МГУ. Низовцев. Новая теория образования планет. [Youtube.com/watch?v=JyfzXWVQHgA](https://www.youtube.com/watch?v=JyfzXWVQHgA)
10. Трухин В.И. и др. Глобальные закономерности естественного намагничивания горных пород / Ред. Л. Н. Рыкунов, Е. П. Анисимова. Взаимодействие в системе литосфера–гидросфера–атмосфера. М.: Недра, 1996. С. 49–59.
11. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 440 с.

А.В. Никитин¹, С.М. Пилюгин¹

Формирование углеводородов на стадии континентального рифта и пострифтового развития осадочного бассейна

Наибольший интерес с точки зрения образования углеводородов представляют следующие геодинамические обстановки:

- континентальных рифтов и связанных с их эволюцией пострифтовых осадочных бассейнов – внутренеконтинентальных впадин (синеклиз);
- океанических рифтов, и связанных их эволюцией абиссальных котловин, подножий континентов и пассивных континентальных окраин;
- субдукционных островодужных систем и связанных с ними задуговых бассейнов.

Рифтовые бассейны подразделяются на современные и ископаемые.

К современным относятся Байкал, Восточно-Африканские рифты, Калифорнийский залив и Красное море.

На стадии рифтогенеза в результате интенсивного прогибания формируется осадочный бассейн, в который с близлежащей суши попадает большое количество обломочного материала, содержащего органические остатки. В зависимости от климатических условий в рифтовой долине накапливаются мощные осадочные толщи континентальных, лагунных и мелководных осадочных пород.

¹ Воронежский государственный университет ВорГУ, Воронеж, Россия

В Байкале, а также в системе Восточно-Африканских рифтов в настоящее время происходят процессы интенсивного осадконакопления. В оз. Байкал впадает 336 постоянных притоков, несущих огромное количество терригенного материала, содержащего органику. Осадки накапливаются в изолированном бассейне, что облегчает образование сапропелевых илов и других отложений, которые могут быть родоначальниками для месторождений нефти и газа.

Мощность осадков в Калифорнийском заливе 400–500 м. За счёт промывания океаническими горячими гидротермами, в осадках бурно развивается бактериальная флора. Также значительная часть органики поступает в бассейн из океанических вод. В итоге концентрация жидких нефтоидов в местах разгрузки гидротерм составляет 3–4%, из которых 65% приходится на алифатические углеводороды, 15% на ароматику и 20% представлены асфальтенами.

Красноморский бассейн заложился около 30 млн лет назад. В краевых частях бассейна широко развиты эвапоритовые отложения мощностью до 3000 м. Содержащаяся в осадочной толще органика вместе с абиогенным метаном уже переработана в более сложные углеводороды.

Все рифтовые зоны отличаются аномально высокими значениями тепловых потоков. Для Байкала поток оценивается в 2.0 мккал/см²·с, что объясняется неглубоким (до 15 км) выступом литосферной мантии с температурой до 800 °C и создает благоприятные условия для прогрева осадочных пород дна мощностью 5 км. Диапазон температур осадочной толщи варьирует от 300 °C на уровне подошвы до 100 °C в верхних слоях. В Красноморском рифтогенном бассейне интенсивность теплового потока 6 мккал/см²·с, а температура природных рассолов 56 °C [1].

В различных рифтовых бассейнах за счёт высоких значений тепловых полей органическое вещество проходит не только диагенетический, но и катагенетический путь преобразования и в них имеет место совмещение зон нефтеобразования и нефтегазонакопления.

Надрифтогенные месторождения углеводородов есть в Северо-Черноморском бассейне, где нефтепроизводящим комплексом является осадочно-вулканогенная толща Каркинитского грабена [2].

С процессами девонского рифтогенеза связано формирование многочисленных грабенообразных прогибов в Башкортостане, Татарстане, и Самарской области, к которым приурочено свыше 100 месторождений УВ, в том числе Ромашкинское.

Дрейф Восточно-Европейской плиты над восходящим тепловым потоком мантийного вещества во временном интервале эйфель – средний фамен, привёл к заложению рифтов, с проявлением внутриплитного магматизма в пашийско-тиманское время и формированием многочисленных осадочных прогибов над ними.

Прогибы представляют собой узкие (от 0.5 до 3–5 км) линейные зоны северо-восточного или субмеридионального простирания глубиной до 150–180 м, выполненные глинистыми отложениями, реже алевропесчаниками пашийского и тиманского горизонтов, суммарная мощность которых местами достигает 120–150 м. В осевых зонах прогибов отмечаются крутопадающие разрывные нарушения, амплитуда которых составляет несколько десятков метров. Литологические особенности пород и тектоническое строение прогибов привело к формированию многочисленных залежей литологически и тектонически экранированного типа.

Движение литосферной плиты фиксируется омоложением возраста протяжённых прогибов на территории Башкортостана в юго-восточном направлении, от юго-западного склона Башкирского свода, и далее в крест простирации Благовещенской впадины и Башкирской моноклинали [3].

Согласно данным А.В. Кокса и др. [4], скорость дрейфа Восточно-Европейской плиты замедлялась с 21 см/год в позднем ордовике – раннем силуре, до 12 см/год в живетском и франском веках. Минимальные значения скорости дрейфа плиты отмечаются в раннем карбоне (3.2 см/год) и конце позднего карбона (2.5 см/год), что создавало благоприятные условия для формирования углеводородов, поскольку территория более продолжительное время находилась над повышенным тепловым потоком, способствующим катагенетическому преобразованию органического вещества осадочного бассейна.

В процессе затухания термической активности мантийного плутония на месте рифтовой системы формируются нефтегазоносные синеклизные осадочные бассейны.

Погребенные рифтовые системы (авлакогены), с большими запасами углеводородов установлены в основании осадочных чехлов как древних, так и молодых платформ всех континентов. Они представляют собой протяжённые на сотни км, ограниченные системами сбросов грабенообразные нефтегазоносные впадины, заполненные мощными толщами осадочных пород. Например, грабены Северного моря, грабен Бенуа в Африке, Рейнский, Амадиес.

Некоторые из них отличаются огромной нефтегазоносностью, с колоссальными скоплениями углеводородов. На месте всех этих бассейнов в прошлом существовали рифты, в последующем трансформированные в синеклизы, в строении которых принимают участие породы разнобразного литологического состава и широкого возрастного диапазона, начиная с докембрийских до четвертичных. Так, в пределах Западной Сибири в рифтогенных впадинах фундамента встречаются отложения пермского, триасового и юрского возрастов. Рифтовые структуры типа грабена Викинг в Североморском бассейне, заполнены отложениями от перми до нижнего мела. Западно-Сибирский и Североморский бассейны

представляют собой огромные по площади депрессии, с отложениями мощностью до 10 км и содержащие свыше 250 месторождений нефти и газа каждый. Осадочные породы, обогащённые органическими остатками, прошли стадию катагенетических преобразований, в результате которых сформировались месторождения, с вертикально зональным размещением газовых, нефтегазовых и газоконденсатных залежей.

К бассейнам, прошедшим продолжительный этап развития на рифтовой стадии и незначительное время находящихся на синеклизной стадии, относятся погребённые Днепрово-Донецкий, Припятский, Среднеамазонский рифты-авлакогены. К наложенным синеклизам относятся Прикаспийская и Иркутская синеклизы, а также Южноафриканская синеклиза Кару.

Классическим внутренним нефтегазоносным регионом погребённого рифтогенного типа, является Западная Сибирь. Это так называемый «несостоявшийся океан» [6].

Анализ фундамента Западносибирской платформы показал, что в основании подавляющего большинства месторождений находятся системы погребённых рифтов триасового возраста, с повышенным тепловым потоком, ответственным за катагенетическое преобразование органического вещества, приведшего к формированию месторождений углеводородов.

Протяжённость рифтов до полутора тысяч километров, а ширина от 50 до 80 км. Одним из самых крупных является Колтогорско-Уренгойский, начинающийся от г. Омска до Гыданской губы [5]. На северо-запад от него отходит Ямальский грабен. Эти грабен-рифты входят в состав Ямало-Пуровского авлакогена. С востока Западная Сибирь граничит с Восточно-Сибирской платформой по Худосеевскому грабен-рифту [1].

Рифтогенная обстановка на севере Западной Сибири достигла начальных этапов спрединга, но не дошла до стадии открытого океана переродившись в надрифтовую платформенную депрессию – синеклизу. Это и привело к образованию крупной нефтегазоносной провинции.

Литература

1. Амурский Г.И. Древние платформы и их нефтегазоносность / Под ред. Г.И. Амурского, Р.Г. Гарецкого, О.М. Мктрчан, В.Е. Хаина, К.Р. Чепикова. М.: Наука, 1981. С. 116.
2. Федоровский Ю.Ф. Перспективы нефтегазоносности карбонатных верхне-среднепалеозойских отложений на российском шельфе Баренцева моря. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ВНИИГАЗ, 2007. С. 27.
3. Староверов В.Н. Общие закономерности литогенеза на территории Волго-Уральской НГП в течение среднего девона и раннего карбона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2019. Вып. 100. С. 3–25.

4. Шкала геологического времени / А.В. Кокс, У.Б. Харленд, П.Г. Левеллин и др. М., 1985. 140 с.

5. Кустов А.Н., Никитин А.В. Геодинамическая обстановка формирования Уренгойского месторождения нефти и газа // Материалы IX Международной научной конференции молодых учёных «Молодые науки о Земле». М.: 2020. С. 166–168.

6. Зоненшайн Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР / Под ред. Л.П. Зоненштайна, М.И. Кузьмина, Л.М. Натацова. М.: Недра, 1990. Кн. 1. С. 328 с.

**А.М. Никишин¹, Е.И. Петров², А.А. Черных³, Е.А. Родина¹,
К.Ф. Старцева¹, С.И. Фрейман¹, В.Е. Вержбицкий⁴,
Н.А. Малышев⁴, А.П. Афанасенков⁵, В.А. Савин³,
С.Г. Сколотнев⁶, С. Клутинг⁷, Х. Посаментиер⁸,
Дж. Фоулджер⁹**

Новая тектоническая и геодинамическая модель формирования Арктического океана

Арктический океан включает Евразийский и Амеразийский бассейны, разделенные хребтом Ломоносова. Амеразийский бассейн делится на Южный и Северный домены. Южный домен – это Канадский бассейн. Северный домен – это система поднятий Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны Подводников, Макарова, Толля, Менделеева, Наутилуса и др. Существует много нерешенных проблем строения и истории формирования Арктического океана. Среди них отметим принципиально важные вопросы: (1) соотношение времени формирования структур Южного и Северного доменов Амеразийского бассейна; (2) формировались ли струк-

¹ МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия

² Федеральное агентство по недропользованию (РОСНЕДРА), Москва, Россия

³ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

⁴ ПАО НК «Роснефть», Москва, Россия

⁵ Росгеология, Москва, Россия

⁶ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁷ Utrecht University, Utrecht, the Netherlands

⁸ Posamentier Geosciences LLC, CA, USA

⁹ Department of Earth Sciences, Durham University, Science Laboratories, UK

туры Северного домена синхронно или в какой-то последовательности; (3) какова была геометрия раскрытия Евразийского бассейна.

Для решения данных и других проблем нами интерпретированы все сейсмические профили экспедиций Арктика-2011, Арктика-2012, Арктика-2014 и Арктика-2020, отработанные, прежде всего, в транзитных и глубоководных областях Арктического океана, и многие федеральные профили для территории шельфа. Мы изучили геофизические данные и данные по геологии Арктических островов и сопряженных континентов. Основным итогом явилась разработка единой схемы сейсмостратиграфии и стратиграфии района Арктического океана и разработка атласа тектонических, палеогеографических и палеотектонических карт [1–4]. Для кинематических реконструкций использовалась программа G-Plates.

В результате выполненных работ мы выделяем три основных стадии раскрытия Арктического океана: 133–125 млн лет – раскрытие Канадского бассейна с океанической корой и корой переходного типа; (2) 125–80 млн лет – синхронное формирование рифтово-вулканического поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнов с сильно растянутой континентальной корой (бассейны Подводников, Макарова(?), Толля, Менделеева, Наутилус(?), Северо-Чукотского); (3) 56–0 млн лет – формирование Евразийского бассейна.

Поднятие Менделеева формировалось в апте–альбе как континентальный рифтово-вулканический пояс в условиях мелкого моря и вулканических островов. Бассейны типа Подводников также формировались в апте–альбе в условиях сильного растяжения и постоянно углубляющегося морского бассейна. Модель формирования поднятия Менделеева и сопряженных бассейнов показана на рис. 1. Для этого региона типичны полуграбены, частично похожие на внешние SDRs пассивных континентальных окраин; полуграбены выполнены базальтами с возрастами 125–100 млн лет. В низах коры с разной степенью вероятности выделяется высокоскоростная нижняя кора. Это свидетельствует о большом количестве базальтовых интрузий в низах коры.

Для южной части Евразийского бассейна у моря Лаптевых на его континентальных окраинах нами по данным интерпретации сейсмических разрезов выделено много вероятных вулканов и интрузий с возрастами около 56 млн лет. Из этого следует, что на юге Евразийского бассейна, вероятно, имеется вулканическая пассивная континентальная окраина; для окраин такого типа характерна широкая зона с сильно растянутой континентальной корой. Интерпретация сейсмических данных указывает на отсутствие протяженного Хатангского-Ломоносовского трансформного разлома, который предполагался многими исследователями. Новые данные указывают, что Евразийский бассейн раскрывался по модели клина, с проградацией на юг в сторону моря Лаптевых. При этом правосдвиговые

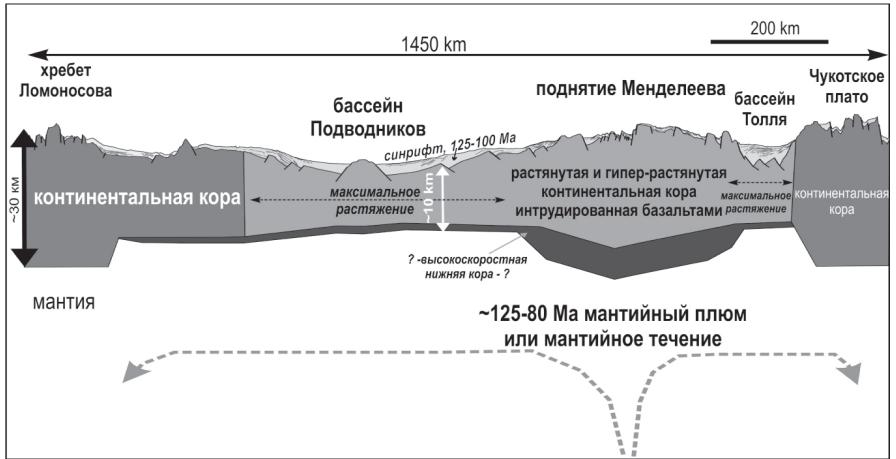


Рис. 1. Внemасштабная геодинамическая модель формирования поднятия Менделеева и сопряженных бассейнов в апте–альбе. Верхняя часть построена на основе интерпретации композитного сейсмического профиля

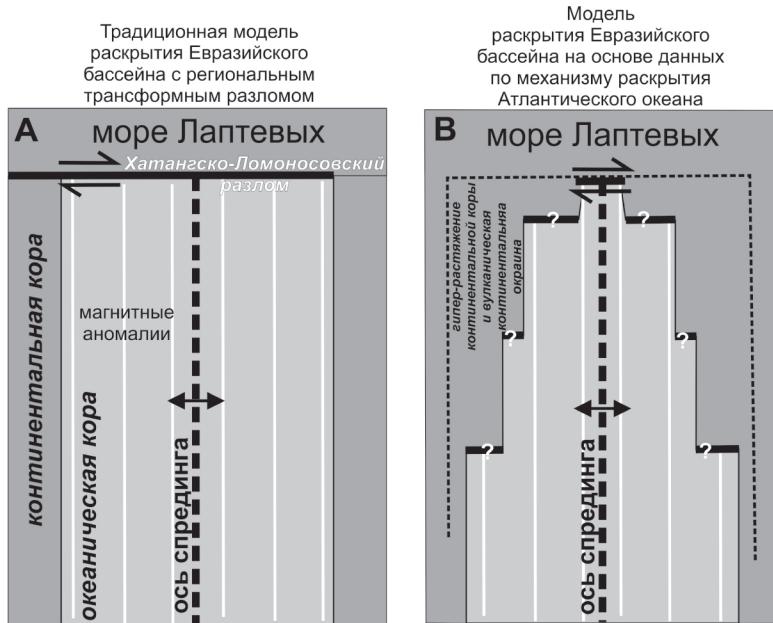


Рис. 2. Две модели раскрытия Евразийского бассейна. Новые данные показывают, что модель В является более реалистичной

смещения возможны вдоль отдельных разломов ССВ простирания, что фиксируется по небольшим структурам типа пулл-апарт, выделенных на шельфе моря Лаптевых. Эта модель показана на рис. 2.

По результатам интерпретации сейсмических данных нами на поднятии Менделеева прогнозируются мелководные карбонатные постройки с возрастами 56–45 млн лет [5]. Глубины океана в этих местах составляют около 1.5 км. Это означает, что быстрое погружение поднятия Менделеева началось только с середины эоцена (около 45 млн лет). Начало погружения бассейнов Подводников и Толля началось существенно ранее, около 100 млн лет. Полученные кривые погружения важны для численного моделирования истории формирования Арктического океана.

Современные данные позволяют нам разрабатывать новую модель тектонической и геодинамической истории Арктического океана. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (22-27-00160).

Литература

1. *Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I., Malyshev N.A., Freiman S.I.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // Tectonophysics. 2018. Vol. 746. P. 64–82. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.006>
2. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Korniychuk A.V., Morozov A.F., Petrov O.V., Poselov V.A., Beziazykov A.V., Skolotnev S.G., Malyshev N.A., Verzhbitsky V.E., Posamentier H.W., Freiman S.I., Rodina E.A., Startseva K.F., Zhukov N.N.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 – Data collection // Earth-Sci. Rev. 2021a, Vol. 217. 103559. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103559>.
3. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K.F., Rodina E.A.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // Earth Sci. Rev. 2021b. Vol. 217. 103581. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>
4. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K.F.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 – Mesozoic to Cenozoic geological evolution // Earth Sci. Rev. 2021c. Vol. 217. 103034. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103034>
5. *Posamentier H.W., Nikishin A.M., Afanasenkov A.P., Petrov E.I., Rodina E.A., Startseva K.F., Bachtel S.L.* Carbonate deposition in the Arctic during the Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM) and Early Eocene Climatic Optimum (EECO) // Geology. 2022. submitted.

Возрастные рубежи проявления голоценовых землетрясений восточной Фенноскандии по результатам изучения донных садков озер

Фенноскандинавский (Балтийский) кристаллический щит в настоящее время рассматривают как часть крупной Скандинавской сейсмотектонической провинции с устойчивой, постгляциоизостатической, затухающей сейсмической активностью на уровне слабых и микро-землетрясений, с редкими сильными землетрясениями [1]. Невысокий уровень инструментально регистрируемых землетрясений долгое время служил основанием для того, чтобы представлять Мурманскую область и Карелию на картах сейсмического районирования практически асейсмичной. Положение стало меняться в начале 90-х годов, когда во всей Фенноскандии стали обнаруживаться следы сильных голоценовых землетрясений [2–6].

При активно пополняющейся информации о сейсмическом прошлом этого региона, вопросы определения возраста древних землетрясений и, следовательно, времени активизации разломов, остаются ограниченными. Один из источников получения такой информации – изучение донных осадков малых озер, разрезы которых содержат наиболее полные природные летописи событий, в том числе и катастрофических. Среди последних – цунами, сейши, подводные оползни, турбидитные течения, вызванные сейсмическим воздействием на окружающую среду. Следы землетрясений в осадочных разрезах (SSDS) являются косвенными свидетельствами сейсмоактивности территории в прошлом.

Поскольку осадочный чехол исследуемого региона маломощен, и представлен в основном продуктами ледникового ряда, бедного органикой, донные осадки озер представляют наибольший интерес, а богатое содержание органики в них открывает хорошие перспективы для датирования сейсмических событий, в отличие от сейсмодислокаций в скальных породах.

В настоящем сообщении проанализированы имеющиеся разрозненные сведения и полученные в последние годы новые данные о следах голоценовых землетрясений в озерах, сопряженных с крупными активными линеаментами и зонами Карело-Кольского региона: разломом Карпинского на Баренцевоморском побережье, Кандалакшского грабена в Беломорской зоне, Имандровской неотектонической впадине на Кольском полуострове и Западно-Онежского линеамента в Карелии. Рассматриваются наибо-

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

лее характерные особенности озерной седиментации в условиях новейших тектонических перемещений земной коры. Приводятся литолого-стратиграфические, палеоботанические, хронометрические данные, а также результаты геофизических исследований (георадарных, сейсмоакустических) в озерах. В сочетании с опубликованными данными о возрасте палеоземлетрясений в Западной Фенноскандии, в представленной работе обсуждаются причины неравномерного проявления позднеплейстоцен-голоценовой сейсмической активности стабильных территорий, прежде покрывавшихся оледенениями.

В кернах исследованных озер сейсмогенные горизонты представлены литологическими несогласиями, наклонным и опрокинутым залеганием слоев, резкими изменениями спектров микрофоссилий, явлениями разжижения, складками и разрывами. Детальное изучение этих осадков показало, что такие явления не могли быть образованы в результате климатических изменений, биогенных, эрозионных процессов, штормовых заплесков или гравитационного оползания [7, 8]. Сейсмоакустическое профилирование и георадарное зондирование днищ отдельных котловин, позволило выявить разрывы, смещающие позднеледниковые и голоценовые осадки [5, 9]. Полученные данные указывают, что возникновение нарушений связано с быстрым одномоментным процессом, обусловленным тектоническими (сейсмическими) факторами.

Образование SSDS в озерных осадках, наряду с сейсмодислокациями в скальных породах и рельфе, связано с активизацией крупных разломных зон, протягивающихся на расстояния в 50–100 и более км. Такие параметры разломов соответствуют магнитудам $M_w = 6.5\text{--}7.5$, характерным для поздне- послеледниковой сейсмичности Фенноскандии.

На основании данных о времени проявления косейсмических деформаций в донных осадках озер, а также сведений о палеосейсмичности Карело-Кольского региона выделены основные рубежи сейсмической активности щита в прошлом. Они соответствуют трем основным интервалам: 13500–8100 л.н., 6800–6600 л.н., 3100–200 л.н. (рис. 1). В целом, выделенные возрастные интервалы хорошо согласуются с данными по западной части Фенноскандии [6].

Анализ возрастов событий отражает неравномерное распределение сейсмоактивности территории во времени: средний голоцен характеризуется более спокойной сейсмической активностью, в отличие от периодов раннего и позднего голоцена.

Устанавливается, что в пределах одного и того же разлома (разломной зоны) фиксируется признаки многократной активизации и разновременных сейсмических событий, происходивших на протяжении позднеледникового и в голоцене. При этом пространственное распределение изученных озер с SSDS оказывается неравномерным: они коррелируют

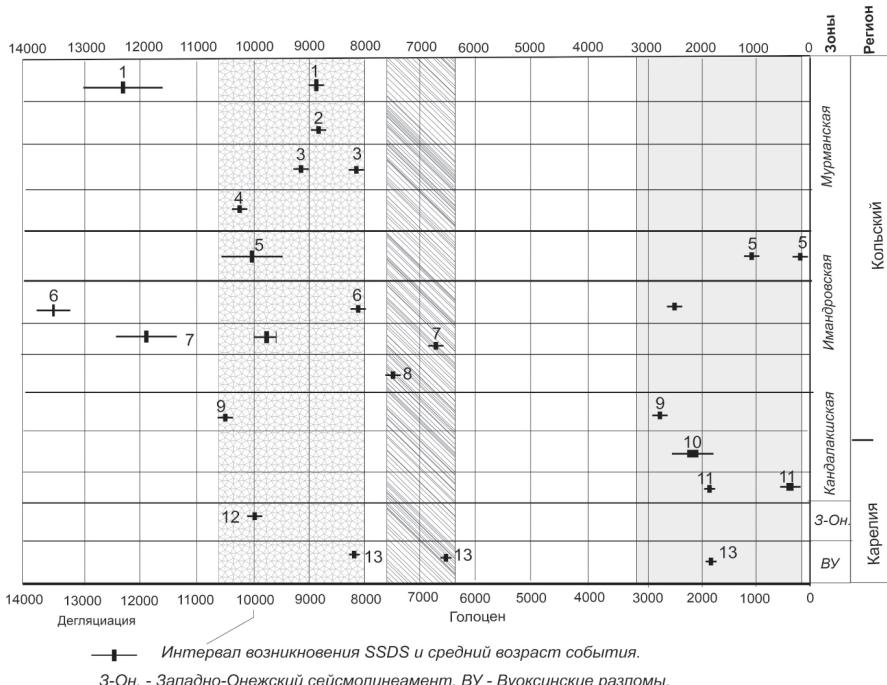


Рис. 1. Калиброванный радиоуглеродный возраст сейсмических событий Кольского региона и Карелии. 1–13 – участки определения возраста по данным: Николаевой С.Б., Толстоброва Д.С., Никонова А.А., Шварева С.В., Лукашова А.Д., Демидова И.Н., Шелеховой Т.С., Мараханова А. В., Романеноко Ф.А. и др.: 1 – Печенга, 2 – Кольский фиорд, 3 – Териберка, 4 – Мурманск, 5 – Шонгуй, 6 – Чуна, 7 – Уполокша, 8 – Ковдор, 9 – Лувеньга, 10 – Кереть, 11 – Великая Салма, 12 – Воттоваара, 13 – Вуокса

как с линейными разломными зонами новейшей и молодой активизации, так и с отдельными блоками, вне зон.

Полученные данные вносят дополнительные корректизы в оценки новейшей геодинамики и сейсмичности внутриплатформенных территорий.

Работа выполнена в рамках госзадания по теме НИР ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0054

Литература

1. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН. 2003. 299 с.

2. Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects // Tectonophysics. 2004. Vol. 380. P. 139–157.
3. Sutinen R., Hyvönen E., Middleton M., Airo M-L. Earthquake-induced deformations on ice-stream landforms in Kuusamo, eastern Finnish Lapland // Global and Planetary Change. 2018. Vol. 160. P. 46–60.
4. Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66–74.
5. Лукашов А.Д. Геодинамика новейшего времени // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Под ред. Шаров Н.В. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2004. С. 150–191.
6. Ojala A.E.K., Mattila J., Hämäläinen J., Sutinen R. Lake sediment evidence of paleoseismicity: Timing and spatial occurrence of late- and postglacial earthquakes in Finland // Tectonophysics. 2019. Vol. 771. P. 228–227.
7. Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б. Катастрофическое событие голоцене в донных осадках озер Кольского полуострова (СВ Фенносканди-навского щита) // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 88–92.
8. Nikolaeva S., Tolstobrov D., Tolstobrova A. Disturbances in the primary stratigraphy of lake sediments on the Murmansk coast (Russia): their identification and relationship with catastrophic events // Baltica. 2019. Vol. 32. N 2. P. 156–169.
9. Родионов А.И., Николаева С.Б., Рязанцев П.А. Оценка возможностей георадиолокации при изучении сейсмогенных нарушений и деформаций в донных осадках (на примере озера Уполокшкое, северо-восток Фенносканди-навского щита) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 4. С. 1189–1203.

Б.С. Нурутаев¹, О.Г. Цай¹

**База данных и программа расчета петрохимических
и геохимических соотношений
(на примере офиолитов Южного Тянь-Шаня)**

Существующие методы оценки вулканических пород основаны, в основном, на дискриминантном анализе петро- и геохимических данных и их соотношений. В настоящее время использование баз петро- и

¹ Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан

Офиолитовые ассоциации Южного Тянь-Шаня: петрожимические характеристики	
Ингредиент	Комплекс спиртовых растворов
Справочник:	220303
Номера в каталоге:	123
Интервал:	Несколько серпентинитовых полос
Новая проба:	
Количество анализов:	12
Источники (лит., отч.)	Изотопический (лит., отч.)
Параметры гидротермального зондирования:	Ультрапрекрат
Минералы:	Серпентинит
SiO ₂ :	39.04
TiO ₂ :	0.13
Al ₂ O ₃ :	2.69
Fe ₂ O ₃ :	5.14
CaO:	2.67
MnO:	0.07
MgO:	36.15
CaO:	0.53
CO ₂ :	
Na ₂ O:	0.07
K ₂ O:	0.15
P ₂ O ₅ :	0.06
H ₂ O+:	0.04
H ₂ O-:	0
Погрешность измерения проб:	
Стандарт:	0.83
Погрешность оценки содержания элементов (‰):	11.58
TiO ₂ :	0.51
BaO:	
←→	

Соотношение основных элементов: AlMn - Na ₂₀ K ₂₀ O ₇ - Fe ₂₀ 3+FeO·M - MgO (Irvine and Barthazar, 1971)	
Норма	Аллюгогранит
Определяемый нормативный	Норма с квадратом величины коэффициента вариации (%)
Ang	Изотипы и их нормативы - Абсолютные (исключая 1-й квадрат)
Mn	
MgO	
Норма	Аллюгогранит
Определяемый нормативный	Норма с квадратом величины коэффициента вариации (%)
Ang	Изотипы и их нормативы - Абсолютные (исключая 1-й квадрат)
Mn	
MgO	
Норма	Биоконгломерат
Определяемый нормативный	Норма с квадратом величины коэффициента вариации (%)
Ang	Изотипы и их нормативы - Абсолютные (исключая 1-й квадрат)
Mn	
MgO	
Норма	Тигровый базальт
Определяемый нормативный	Норма с квадратом величины коэффициента вариации (%)
Ang	Изотипы и их нормативы - 1-й квадрат
Mn	
MgO	

94

- ПетроХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПО**

 - 1. Химической состава горы.
 - 2. La-Y-Nb (Cabanes и Leclerc, 1989)
 - 3. Th-Hf-Ta (Wood, 1980)
 - 4. Гранитоидные олиготипичные горы в Монголии
 - 5. Сумма элементов и классификация по содержанию гремучея (Lebas et al., 1986)
 - 6. SiO₂ – Na₂O + CaO + K₂O + MgO (Irvine and Baragar, 1971)

Рис. 1. Основные элементы базы данных и программы расчета соотношений (СУБД Access): сверху слева – структура базы данных; сверху в центре – главная форма; сверху справа – форма ввода информации; снизу слева – форма выбора отчетов по расчету реконструктивных соотношений; снизу справа – пример отчета по расчету соотношений оксидов элементов для построения диаграммы AFM: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{MgO} \%$ [8]

геохимических данных и специализированных программных продуктов позволяет оперативно осуществлять пересчеты. Для обработки большого массива данных используются специализированные программные продукты GCDkit, Golden Software Grapher, PetroExplorer, PetroGraph, PetroPlot [5]. Эти программы позволяют оперативно осуществлять построение классификационных диаграмм для идентификации геохимических обстановок по соотношению петро- и геохимических данных. Существуют также специальные классификационные диаграммы, подготовленные в электронных таблицах Excel [11]. Среди специальных статистических программ STATISTICA и SPSS занимают ведущее место при статистической обработке данных, включая дискриминационный анализ.

Для организации эффективной работы в СУБД Access нами подготовлены база данных «Офиолитовые ассоциации Южного Тянь-Шаня» [4] и программа «Геохимические и петрохимические характеристики» (рис. 1). База данных включает петро- и геохимические данные (более 140 образцов) в пределах массивов и тел альпинотипных ультрамафитов (по опубликованным и фондовым источникам [1, 2]) и предназначена для хранения и накопления информации в таблицах, связанных друг с другом реляционными связями. Основное предназначение программы – организация данных посредством запросов и отчетов по расчету петрохимических (коэффициентов, соотношений главных оксидов элементов в вес.% и мол. вес.) и геохимических (г/т) данных, и их статистическому анализу. На рис. 1 приводятся структура базы данных, а также интерфейс программы, представленный формами: главной, ввода информации и выбора отчетов. Фрагмент отчета в виде таблицы с результатами расчета соотношений оксидов элементов диаграммы AFM: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}-\text{MgO} \%$ [8] показан на рис. 1.

Идентификация геодинамических обстановок офиолитовых пород выполнена по соотношению главных оксидов элементов использованием диаграмм [8–9, 10], а также по соотношению геохимических элементов – диаграммы [7, 12]. Построение бинарных и тройных диаграмм осуществлялось с использованием готовых шаблонов в Excel [11]. Импорт данных в Excel выполнен с помощью специальной опции из СУБД Access.

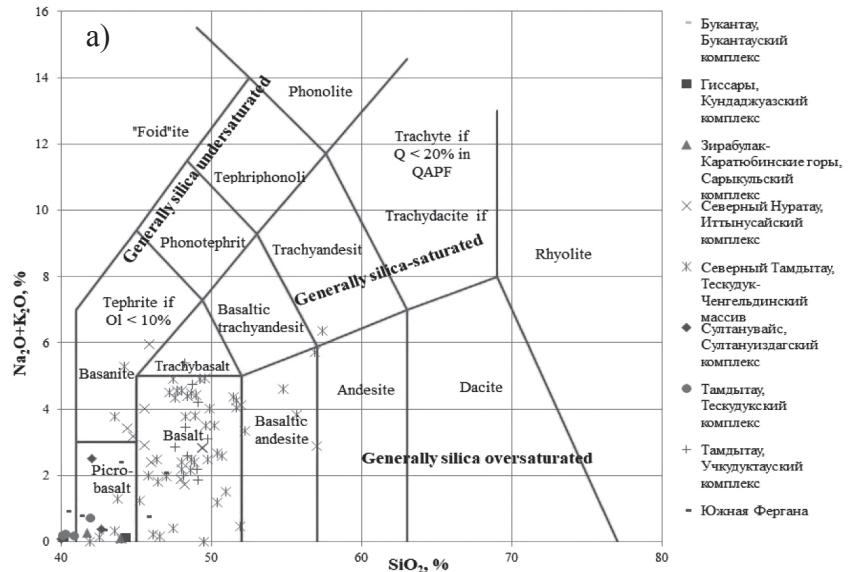
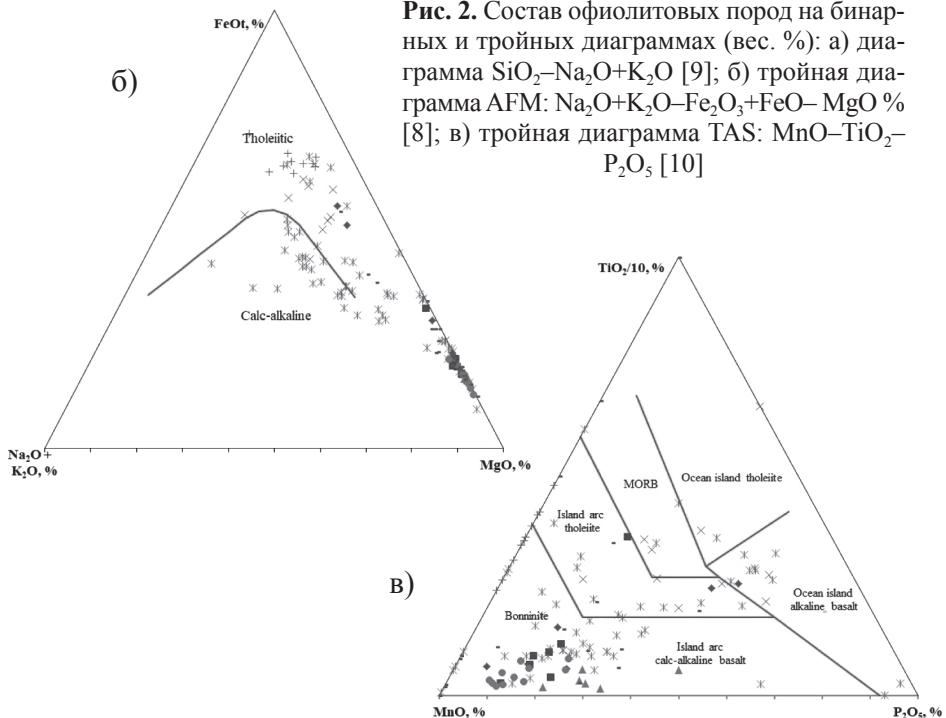


Рис. 2. Состав офиолитовых пород на бинарных и тройных диаграммах (вес. %): а) диаграмма $\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ [9]; б) тройная диаграмма AFM: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{FeO}-\text{MgO}$ % [8]; в) тройная диаграмма TAS: $\text{MnO}-\text{TiO}_2-\text{P}_2\text{O}_5$ [10]



Краткая характеристика Южно-Тяньшаньского оphiолитового пояса. В истории развития Южного Тянь-Шаня важную роль играл Туркестанский палеоокеан [3]. Палеозойский этап развития и закрытия океанического бассейна привел к формированию структуры Южного Тянь-Шаня и сутурных зон, ограничивающих его с севера и юга. Сутурные зоны, совпадающие с зонами крупных разломов (Бесапано-Южноферганской и Бухаро-Гиссарской) представляют собой швы, маркирующие зоны коллизии.

Южно-Тяньшаньский оphiолитовый пояс протягивается от хребта Султануиздаг на западе до горного узла Хан-Тенгри на востоке. В оphiолитовую ассоциацию входят тела гипербазитов, базитов и кислых пород натрового ряда, выходы которых известны в Южном Букантау, Тамдытау и Северном Нурагау, горах Султанувайз, Зираулак-Зиаэтдинских и Карапатобе [1, 2, 6].

Петрохимическая характеристика оphiолитовых пород. На основе базы данных в программе рассчитаны соотношения оксидов элементов, построены петрохимические бинарные и тройные диаграммы, позволяющие уточнить классификацию пород и определить геодинамические обстановки их формирования. На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ [9] среди оphiолитов, в основном, выделяются две группы пород: пикробазальты и базальты. На диаграмме AFM [9] оphiолитовые породы представлены двумя сериями: известково-щелочной и толеитовой. На диаграмме $\text{MnO--TiO}_2\text{--P}_2\text{O}_5$ [10] оphiолиты располагаются преимущественно в поле островодужных обстановок (рис. 2).

Геохимическая характеристика оphiолитовых пород Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива (Северный Тамдытау). Офиолитовые породы по соотношениям $\text{La}/10\text{--Y}/15\text{--Nb}/8$ [7] и $\text{Th--Hf}/3\text{--Ta}$ [12] принадлежат островодужным известково-щелочным базальтоидам (рис. 3).

Таким образом, как свидетельствуют классификационные диаграммы, оphiолиты, представленные преимущественно известково-щелочными и толеитовыми базальтами, формировались в островодужных обстановках. Тройные диаграммы: $\text{La}/10\text{--Y}/15\text{--Nb}/8$ [7] и $\text{Th--Hf}/3\text{--Ta}$ [12], построенные для Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива подтверждают принадлежность пород оphiолитовой ассоциации к островодужной обстановке.

Использование базы данных и программы расчета петро- и геохимических соотношений, реализованных в СУБД Access, способствует не только эффективной организации работы с большими массивами данных при подготовке аналитического материала и перерасчета данных, но и открывает большие возможности для использования знаний о петро- и геохимических характеристиках оphiолитовых пород.

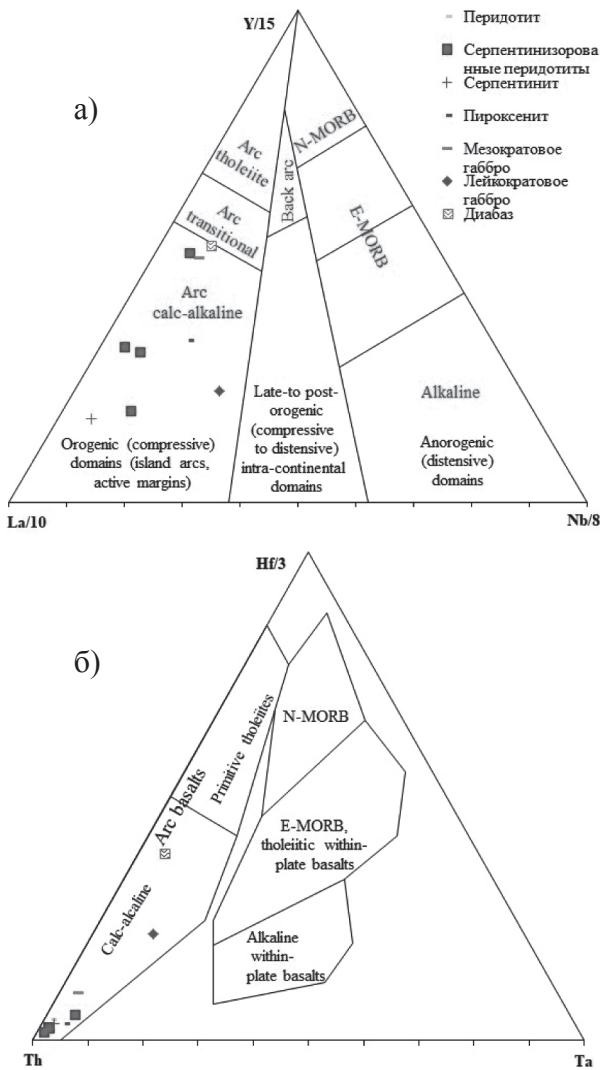


Рис. 3. Состав офиолитовых пород Тескудук-Ченгельдинского ультрабазит-базитового массива на тройных диаграммах: а – диаграмма La/10–Y/15–Nb/8 [7]; б – диаграмма Th–Hf/3–Ta [12]

Литература

1. Зенкова С.О., Далимов Т.Н. Альпинотипные гипербазиты Узбекистана. Изд-во: LAP LAMBERT Academic Publishing. 72 с.

2. Каталог интрузивных массивов Узбекистана (Западный и Южный Узбекистан, Южная Фергана) / Под ред. И.Х. Хамрабаева, В.И. Айзеншата, Т.Н. Далимова, К. Урунбаева, Т.Т. Шарипова. Ташкент: ФАН, 1975. Т. 2. 431 с.
3. Нуртаев Б.С. Палеозойские сутуры, их положение и роль в геологической истории Южного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2015. № 2. С. 3–11.
4. Нуртаев Б.С., Цай О.Г., Зенкова С.О. Свидетельство об официальной регистрации базы данных «Офиолитовые ассоциации Южного Тянь-Шаня». ЎзР Интеллектуал мулк Агентлиги томонидан 21.09.2021 да BGU 00456. Ташкент.
5. Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. 168 с.
6. Сабдиюшев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан) // Геотектоника. 1971. № 5. С. 26–35.
7. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/I0–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris. 1989. Ser. 2. Vol. 313. P. 2023–2029.
8. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8. P. 523–548.
9. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // Journal of Petrology. 1986. Vol. 27. P. 745–750.
10. Mullen E.D. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62. P. 53–62.
11. Whole rock geochemical discriminant diagrams. https://minerva.union.edu/hollochk/c_petrology/discrim.html.
12. Wood D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on the British Tertiary Volcanic Province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 50. P. 11–30.

Исследования современных тектонических движений Западного Кавказа и Предкавказья с использованием данных спутниковой геодезии

Западный Кавказ до сих пор остается регионом с очень слабо изученным режимом современных горизонтальных движений методами спутниковой геодезии. Для исследования использован массив данных, получаемых с середины 2010-х гг. на 15 базовых и 18 определяемых спутниково-геодезических региональных станций, измерения которых доступны ГАИШ МГУ. Обработка осуществлялась пакетом программ GAMIT/GLOBK [7], предназначенным для высокоточных геодезических определений по радионавигационным спутниковым измерениям на комплексе хранения и обработки астрономических данных ГАИШ МГУ.

При изучении региональной геодинамики использован общепринятый метод сопоставления ГНСС-измерений с глубинными геофизическими, структурно-геологическими и морфотектоническими разрезами. Ранее такой подход позволил провести первые детальные исследования современной геодинамики в Осетинской части Большого Кавказа, где были выявлены значительные вариации горизонтальных скоростей в зонах активных разломов и существенное уменьшение скорости поперечного сжатия в Осевой зоне [4]. Для Западного Кавказа и Предкавказья было выполнено обобщение результатов собственных ([6] и многочисленные более поздние работы), а также других опубликованных материалов об активных тектонических структурах и глубинном строении (в первую очередь [1] для акватории Черного и Азовского морей). На этой основе была составлена генерализованная карта активных тектонических структур региона (рис. 1), под которыми понимаются разломы и флексурно-

¹ Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга МГУ (ГАИШ МГУ), Москва, Россия

² Владикавказский научный центр Российской академии наук (ВНЦ РАН), Владикавказ, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (ИФЗ РАН), Москва, Россия

⁴ Единая геофизическая служба Российской академии наук (ЕГС РАН), Обнинск, Россия

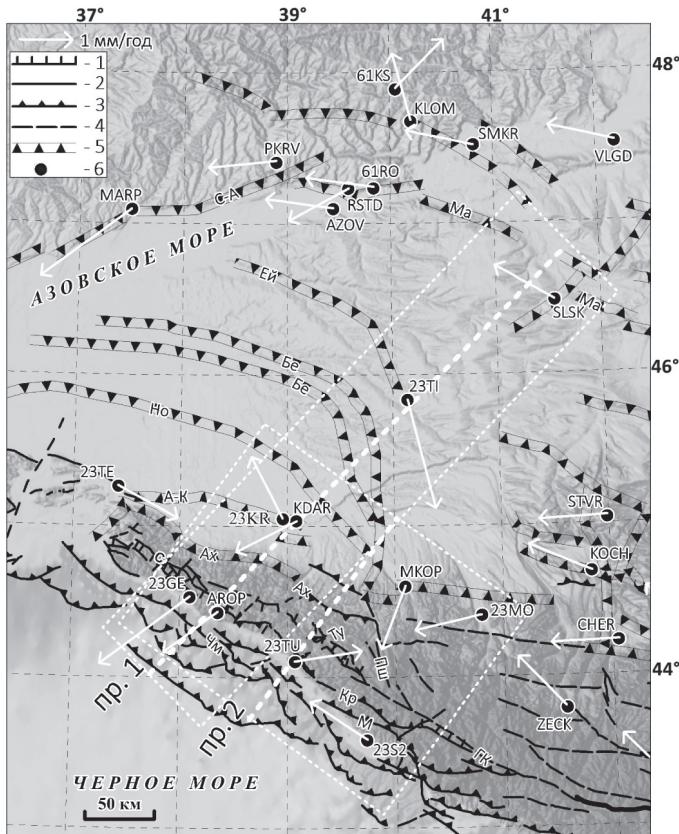


Рис. 1. Положение ГНСС станций и векторов горизонтальных смещений на генерализованной карте активных геологических структур.

1–5 – активные геологические структуры, разломы: ГК – Главный Кавказский; С – Семигорский; М – Монастырский, Кр – Краснополянский; Пш – Пшегско-Адлерская система разломов, Ту – Туапсинская система разломов, Чн – Черноморская система разломов); 1 – сбросо-сдвиги и сбросы, бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла; 2 – преимущественно сдвиги; 3 – взбросы и надвиги, бергштрихи направлены в сторону поднятого крыла; 4 – разломы по структурно-геоморфологическим данным; 5 – флексурно-разрывные зоны: бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла; Ах – Ахтырская; А-К – Анастасиевско-Краснодарская; Но – Новотитаровская; Бе – Березанская; Ей – Ейская; Ма – Манычская; С-А – Северо-Азовская); 6 – ГНСС станции с векторами скоростей горизонтальных смещений (белые стрелки) относительно неподвижной Евразии; пр. 1, пр. 2 – геодезические профили скоростей (направляющие жирные штриховые белые линии и тонкие штриховые белые, показывающие площадной охват)

разрывные зоны с признаками позднеплейстоцен-голоценовых деформаций.

Из совокупности региональных ГНСС станций нами были выделены группы станций, пересекающих изучаемые геолого-тектонические структуры, по данным которых были построены два профиля скоростей. Горизонтальные скорости смещений геодезических станций в локальной

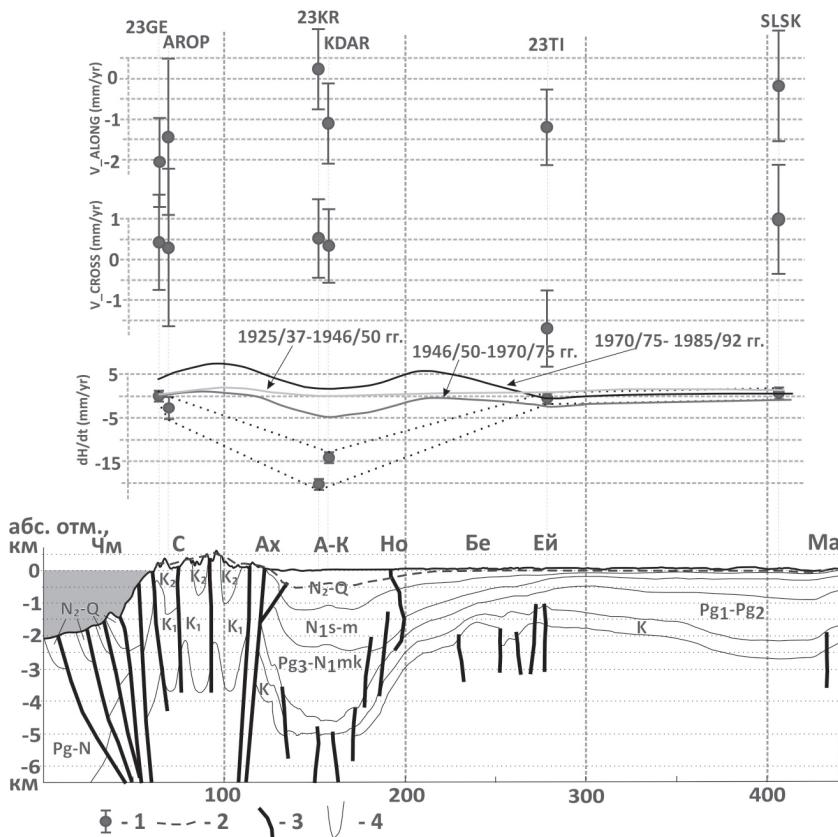


Рис. 2. Профиль 1. Схематический геологический разрез (основа – сбалансированный геологический [5] и сейсмический [2] разрезы, дополненные другими данными), совмещенный с продольными (V_{ALONG}) и поперечными (V_{CROSS}) проекциями горизонтальных скоростей смещений ГНСС станций относительно неподвижной Евразии (ITRF2014_EURA) на профиль с азимутом 41° . dH/dt – график вертикальных движений по данным настоящей работы (соединены пунктирными линиями) а также Д.А. Лилиенберга и др.

[3] (сплошные линии разных циклов измерений)

системе отсчета, в нашем случае ITRF2014_EURA относительно неподвижной Евразии, были спроектированы на заданное направление θ при повороте системы координат по часовой стрелке. На рис. 2 представлен профиль 1, пересекающий вкrest основные тектонические структуры региона.

Количество ГНСС станций на Западном Кавказе позволяет описать характерные современные горизонтальные движения только на уровне крупнейших тектонических структур. Скорости смещения станций вкrest профиля 1 в общем показывают ЮВ направление с увеличением значения скорости от Черного моря к платформенной части региона. Особенно привлекает внимание и настораживает Северо-Азовская флексурно-разрывная зона. В северной части региона наблюдается веерообразный рисунок векторов горизонтальных скоростей, отражающий вращение северного крыла Северо-Азовской зоны против часовой стрелки и, соответственно, современные левосдвиговые смещения. Здесь же происходят слабые землетрясения.

В пределах Большого Кавказа и Западно-Кубанского прогиба в целом наблюдается поперечное сжатие основных морфоструктур со скоростью до 1 мм/год. В Предкавказье преобладают сдвиговые смещения. Так, вдоль Новотитаровской флексурно-разрывной зоны и Пшехско-Адлерской системы разломов, можно предполагать современные правосдвиговые смещения, устанавливаемые также и по данным о механизмах очагов слабых землетрясений. Горное сооружение Западного Кавказа находится в условиях продольного сжатия. Скорости вдоль профиля 2 (поперек горного сооружения) показывают, что к западу от Туапсинской зоны разломов Осевая зона Западного Кавказа находится в условиях растяжения, в то время как восточнее наблюдается интенсивное сжатие. Полученное растяжение со скоростью 2.4 мм/год вдоль профиля 2 можно интерпретировать как результат интенсивных современных левосдвиговых смещений по Туапсинской зоне разломов, устанавливаемых и по геологическим данным. На Южном склоне Западного Кавказа отмечается линейное сжатие со скоростью 1.33 мм/год поперек профиля 2, которое можно интерпретировать как результат правосдвиговых смещений вдоль разломов продольной (С3) ориентировки и сжатия по сегментам субширотного простирания.

В целом, полученные результаты ГНСС измерений хорошо согласуются с геолого-геоморфологическими и сейсмологическими данными о кинематике смещений по разломам. Эти данные свидетельствуют о продольном сжатии вдоль окраин горного сооружения Западного Кавказа и растяжении в его осевой части с не менее интенсивными горизонтальными смещениями по поперечным (Туапсинская и Пшехско-Адлерская) и продольным системам активных разломов.

Работа выполнена при финансовой поддержке международного гранта РФФИ № 21-55-46007 СТ_а и в рамках Государственного задания ИФЗ РАН. Авторы выражают искреннюю благодарность компаниям Гексагон Геосистемс Рус, Геостройизыскания и Южгеосеть за предоставленные ГНСС данные.

Литература

1. Глумов И.Ф., Гулев В.Л., Сенин Б.В., Карнаухов С.М. Региональная геология и перспективы нефтегазоносности Черноморской глубоководной впадины и прилегающих шельфовых зон. Часть. 1. М.: Недра, 2014. 279 с.
2. Крипиневич В.Л., Михайленко Р.С., Корнеев В.И., Кондратьев И.А. Новые данные о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Западного Предкавказья // Геология нефти и газа. 1989. № 8. С. 2–8.
3. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для разных эпох // Геоморфология. 1997. № 4. С. 63–75.
4. Милюков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Горбатиков А.В., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Николаев А.В. Скорости современных горизонтальных движений в центральном секторе Большого Кавказа по данным GPS-наблюдений и их связь с тектоникой и глубинным строением земной коры. // Докл. РАН. 2018. Т. 481. № 3. С. 291–295.
5. Никишин А.М., Еришов А.В., Никишин В.А. Геологическая история Западного Кавказа и сопряженных краевых прогибов на основе анализа регионального сбалансированного разреза. // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 515–517.
6. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатиков А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.
7. Herring T.A., King R.W., McClusky S.C. Introduction to GAMIT/GLOBK, Release 10.4. Massachusetts Institute of Technology. Cambridge. 2010.

Докембрийская эволюция Токмовского мегаблока (Волго-Уральский сегмент Восточно-Европейского кратона): возраст образования протолитов, условия метаморфизма, взаимоотношения со складчатым обрамлением

На востоке Восточно-Европейского кратона (ВЕК) выделяется крупный сегмент раннедокембрийской коры – Волго-Уралия [1]. Он полностью перекрыт мощным осадочным чехлом, и представления о его строении, составе и тектонике базируются на геофизических данных и результатах изучения керна глубоких скважин. В юго-восточной части Волго-Уралии выделен крупный архейский Средневолжский мегаблок, вскрытый многочисленными глубокими скважинами [2]. Значительно хуже охарактеризована северо-западная часть Волго-Уралии. Здесь на основании геофизических данных и результатов изучения редких глубоких скважин выделяется архейский Токмовский мегаблок, ограниченный палеопротерозойскими складчатыми поясами: Волго-Донским поясом (ВДП) с запада, Осницко-Микашевичско-Московским поясом (ОММП) с севера, и Вятским поясом (ВП) с востока. Тектоническая природа этих поясов и характер их сочленения с Токмовским мегаблоком являются ключом к расшифровке истории сборки Волго-Уралии. Результаты изучения метаморфических преобразований в раннедокембрийских породах Токмовского мегаблока и складчатых поясов обрамления, представленные в данном докладе (наряду с данными по изотопным исследованиями), могут служить индикаторами тектонических обстановок [3].

В строении Токмовского мегаблока можно выделить три группы пород: (1) преобладающие гнейсы ТТГ-состава, иногда чарнокитового ряда, с возрастом 2.78–2.86 млрд лет; (2) плагиогранитные интрузивы с возрастом 2.62 млрд лет [4] и (3) метабазиты (амфиболиты, Grt-амфиболиты, кристаллические сланцы, массивные Grt-Px-Hbl-породы – гранофельсы). Последняя группа пород играет существенную роль в расшифровке истории формирования блока и дает наиболее представительные параметры

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

² Кафедра литологии, РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, С.-Петербург, Россия

метаморфизма. Возраст метаморфических кайм обраствания цирконов из первой группы определен от 2.72 до 2.63 млрд лет, что предшествует внедрению второй порции гранитоидных магм (возраст 2.6 млрд лет), каймы цирконов которых заметно обеднены тяжелыми РЭЗ по сравнению с цирконами из более ранних ТТГ.

Породы Токмовского мегаблока как в восточной (эндербиты), так и в западной части (Сpx-Орх-амфиболиты, Gr-амфиболиты, Gr-Px-Hbl-Pl-граноферльсы, ТТГ-гнейсы) претерпели одноэтапный метаморфизм в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. На основании изучения граноферльсов скв. Медведевская были разделены T и P на пиковые условия метаморфизма и условия регрессивной стадии. Гранаты в граноферльсах однородные, без включений, с линейным понижением XMg от ядер к каймам. По расчетам методами классической геотермобарометрии по Grt-Opx сенсорам разных авторов [5–7], пиковые условия фиксируют $T \sim 750\text{--}810^\circ\text{C}$ и $P \sim 10\text{--}11$ кбар (гранулитовая фация), а регрессивный этап – $T \sim 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $P \sim 7\text{--}10$ кбар, что соответствует высокотемпературной амфиболитовой фации [8]. С использованием программы TWQ234 [9] по реакциям обмена Fe, Mg, Ca между членами твердых растворов Grt, Opx и Сpx были получены значения 780°C , 8.1 кбар и 550°C , 7 кб для пикового и регрессивного этапов соответственно. Поле стабильности существующей ассоциации минералов, в программном комплексе PerpleX 6.8.8 [10] ограниченном изоплетами магнезиальности Grt, Opx и Сpx, варьирует в диапазоне $T \sim 680\text{--}720^\circ\text{C}$, $P \sim 7\text{--}9$ кбар. По Сpx-Opx и Hbl-Pl сенсорам других метабазитов северо-восточной части блока рассчитанные значения T и P схожи с условиями финальной стадии метаморфизма граноферльсов ($5\text{--}7$ кбар, $680\text{--}720^\circ\text{C}$). Для эндербитов с использованием Bt-Opx термометра [11], были получены $T 800\text{--}830^\circ\text{C}$ (при $5\text{--}10$ кбар), соответствующие гранулитовой фации. Для цирконов из гранитоидов были установлены $T \sim 700\text{--}710^\circ\text{C}$ и $\sim 720\text{--}740^\circ\text{C}$ для ядер и кайм соответственно по Ti в цирконе [12]. Полученные обратные значения T , вероятно, связаны с диффузией Ti во время продолжительного метаморфического события пород блока. Таким образом, максимальные значения параметров метаморфизма блока ($T = 720\text{--}810^\circ\text{C}$, $P = 10\text{--}11$ кб) отвечают этапу гранулитовой фации. Наиболее низкие оценки параметров метаморфизма в этих породах отвечают амфиболитовой фации ($T = 550\text{--}680^\circ\text{C}$, $P = 5\text{--}7$ кб).

Породы ОММП (ТТГ-гнейсы, метариолиты и метагаббронориты) по результатам U-Pb датирования циркона имеют возрасты 1.97–2.02 млрд лет [13]. Метаморфизм изученных пород из краевой части ОММП, Px-Hbl-сланца и мелко-среднезернистого Сpx-Hbl-плагиогнейса, соответствует границе амфиболитовой и гранулитовой фаций ($T 750\text{--}770^\circ\text{C}$, $P 6\text{--}7$ кбар) [14]. В краевой части Вятского пояса (ВП), обрамляю-

щего Токмовский мегаблок с востока, развиты супракrustальные породы унийской свиты (2.08–2.10 млрд лет), интрудированные гранитоидами, в т.ч. чарнокитового ряда, и анортозитами с возрастом 1.98–2.02 млрд лет [15]. В зоне сочленения этого пояса с архейскими комплексами Токмовского мегаблока для супракrustальных пород ВП устанавливается метаморфизм в условиях амфиболитовой фации (до 736 °С и 8.5 кбар) [16]. В пределах Волго-Донского пояса метаосадочные породы южноволжского комплекса представлены силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами. Для образца из скв. Красноозерская-4 (N38-8) условия метаморфизма по пересечениям линий трех реакций в программе TWQ [9] отвечают высокотемпературной амфиболитовой фации с параметрами $T \sim 740\text{--}750$ °С, $P \sim 7\text{--}8$ кбар [17].

Однородность гранатов, отсутствие включений и осцилляторной зональности, сильное понижение давления на фоне плавного понижения температуры, диффузия Ti между каймами и ядрами цирконов свидетельствуют об одноэтапности и продолжительности метаморфизма Токмовского блока и о том, что он осуществлялся по «алданскому» типу – подъем с охлаждением по крутой архейской геотерме. Таким образом, Токмовский мегаблок представляет фрагмент архейской коры, который сохранил архейскую метаморфическую историю, тогда как обрамляющие его палеопротерозойские пояса испытали метаморфизм HT/LP-типа, что характерно для коллизионных орогенов [18].

Литература

1. Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE. East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. 2016. P. 1–18.
2. Bogdanova S., Belousova E., De Waele B. et al. Palaeoproterozoic reworking of early Archaean lithospheric blocks: Rocks and zircon records from charnockites in Volgo-Uralia // Precambrian Research. 2021. Vol. 360. 106224.
3. Burg J.P., Gerya T.V. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: thermomechanical models and application to the Leponetine Dome in the Central Alps // Journal of Metamorphic Geology. 2005. Vol. 23. P. 75–95.
4. Самсонов А.В., Богданова С.В., Спиридонов В.А. и др. Главные этапы формирования архейской коры Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: геохронологические и изотопно-геохимические данные // Материалы LI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2019. С. 220–224.
5. Lavrentieva I.L., Perchuk L.L. Orthopyroxene-garnet geothermometer: experiment and theoretical processing of database // Doklady Akademii Nauk SSSR. 1990. Vol. 310. N 1. P.179–182.

6. Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Гранат-ортопироксеновый геотермобарометр: термодинамика и применение // Геохимия. 1987. Т. 10. С. 1363–1367.
7. Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ // J. of Petrology. 1984. Vol.25. N 3. P.665–696.
8. Spear F.S. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths // Mineralogical Society of America. 1993. 799 p.
9. Berman R.G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations – a new technique, with petrological applications // Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. P. 833–855
10. Connolly J.A.D. Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // American Journal of Science. 1990. Vol. 290. P. 666–718.
11. Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // J. metamorphic Geol. 1990. № 8. P. 191–197.
12. Watson E. B., Harrison T. M. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth // Science. 2005. Т. 308. № 5723. С. 841–844.
13. Самсонов А.В., Спиридовон В.А., Постников А.В. и др. Осницко-Микашевико-Московский магматический пояс: ключ к расшифровке тектонической истории Восточно-Европейского кратона в палеопротерозое // Материалы II тектонического совещания «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики». Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 277–280.
14. Павлова Т.А. Метаморфизм раннедокембрийских комплексов в зоне сочленения Токмовского мегаблока и палеопротерозойского Осницко-Микашевического вулкано-плутонического пояса, Восточно-Европейский кратон // Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 405–408.
15. Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Спиридовон В.А. и др. Новый палеопротерозойский ороген на северо-востоке Восточно-Европейского кратона: первые данные по супракrustальным породам и гранитоидам Вятского пояса // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания. Т. 1. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. С. 198–201.
16. Павлова Т.А., Самсонов А.В. Условия метаморфизма северо-западной части Волго-Уральского сегмента и его складчатого обрамления (восточно-европейский кратон) // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания Т.2. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. С. 197–201.
17. Кузьмин А.Н., Кириков В.П., Лукьянова Н.В. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:1 000 000. 3-е пок. С. Цент.-Европейская. Лист N-38 – Пенза. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 406 с. + 20 вкл.

18. Савко К., Самсонов А., Сальникова Е., Котов А., Базиков Н. НТ/LP мезотаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. С. 607–623.

**Е.А. Павловская¹, А.К. Худолей¹, Й.Б. Рух²,
А.Н. Москаленко¹, М. Гийон², С.В. Малышев¹**

**Тектоническая эволюция северной части
Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным
анализа палеонапряжений и U-Pb датировок кальцита**

Северная часть Верхоянского складчато-надвигового пояса находится в зоне сочленения структур Западного Верхоянья и Оленёкской зоны складок и отражает взаимодействие складчато-надвиговых поясов, обрамляющих Сибирскую платформу. Предыдущие исследования показывают наличие нескольких этапов деформаций в меловое время [4], но картина тектонической эволюции региона остается неполной. Нами были проведены структурно-геологическое и геохронологическое исследования двух участков в бассейнах р. Данил в центральной части Хараулахского сегмента и р. Нелегер в его западной части в Чекуровской антиклинали (рис. 1).

Для определения ориентировок осей главных напряжений и формы стресс-эллипса были проведены замеры ориентировок зеркал скольжения. Для разделения неоднородных данных перемещений по зеркалам скольжения использовался метод множественной инверсии, реализованный в программе Multiple Inverse Method Software Package (MIM) [10]. Результаты структурного исследования и анализа палеонапряжений описаны в работе [3]. 82 из 102 измерений зеркал скольжения вошли в три выделенных поля напряжений: надвиговое (субширотного сжатия), сбросовое (субширотного растяжения) и сдвиговое (ЮЗ-СВ сжатие и ЮВ-СЗ растяжение) (рис. 2). На р. Нелегер отмечаются все три выделенных поля напряжений, а на р. Данил отсутствует сдвиговое.

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

² Департамент наук о Земле, Швейцарская высшая техническая школа Цюриха, Цюрих, Швейцария

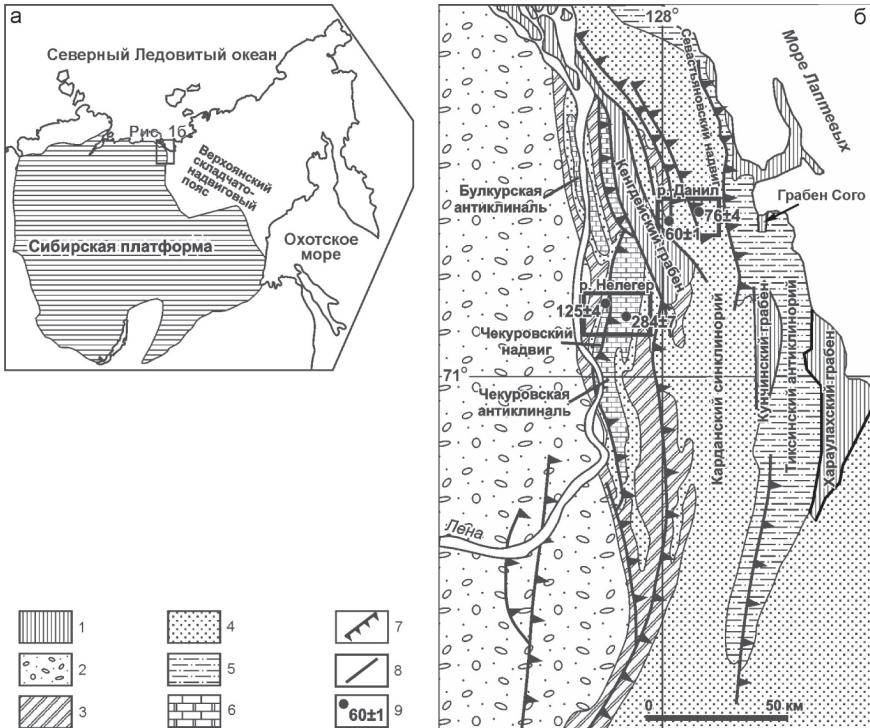


Рис. 1. а – схема расположения района работ, б – схематическая геологическая карта северной части Хараулахского сегмента зоны форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса [4].

Отложения: 1 – кайнозойские, 2 – меловые, 3 – триасовые и юрские, 4 – пермские, 5 – каменноугольные, 6 – позднедокембрийские и кембрийские; 7 – надвиги, 8 – разломы, 9 – образцы кальцита и их U-Pb возраст. Прямоугольниками показаны расположения участков Данил и Нелегер

U-Pb датирование кальцита с поверхности зеркал скольжения было выполнено для определения возраста перемещений по разломам. Исследование проводилось методом ICP-MS с лазерной абляцией в Швейцарской высшей технической школе (ETH) Цюриха. По четырем образцам кальцита были получены U-Pb датировки (рис. 1б). Надвиговое поле (рис. 2а) характеризуется тремя образцами: (1) пермских терригенных пород в центральной части р. Данил, U-Pb возраст 76 ± 4 млн лет, (2) триасовых песчаников в западной части р. Данил, U-Pb возраст 60 ± 1 млн лет, (3) верхнерифейских карбонатов на западном крыле Чекуровской антиклинали, U-Pb возраст 125 ± 4 млн лет. Образец из карбонатов верхнего рифея в ядре

Чекуровской антиклинали на р. Нелегер характеризует сдвиговое поле напряжений (рис. 2в) и имеет U-Pb возраст 284 ± 7 млн лет.

Наиболее древнее тектоническое событие Хараулахского сегмента, определенное по U-Pb датировке кальцита 284 ± 7 млн лет, фиксируется в этом регионе впервые. Вероятно, оно является откликом на произошедшее на рубеже карбона и перми столкновение Карского террейна с северной окраиной Сибирского палеоконтинента [7, 9].

Возраст деформаций фронтальной части Верхоянья традиционно определяется по соотношениям различных структурных форм и составу верхнеюрско-меловых отложений Приверхоянского прогиба [4]. Эти данные указывают на размыв Верхоянья в промежутке 130–60 млн лет с двумя этапами деформаций в раннем и позднем мелу.

Дайки в восточной части Хараулахского сегмента, секущие складки, с U-Pb датировками 90–85 млн лет [8] фиксируют завершение основного этапа складчатости, возраст которого, согласно U-Pb датировкам

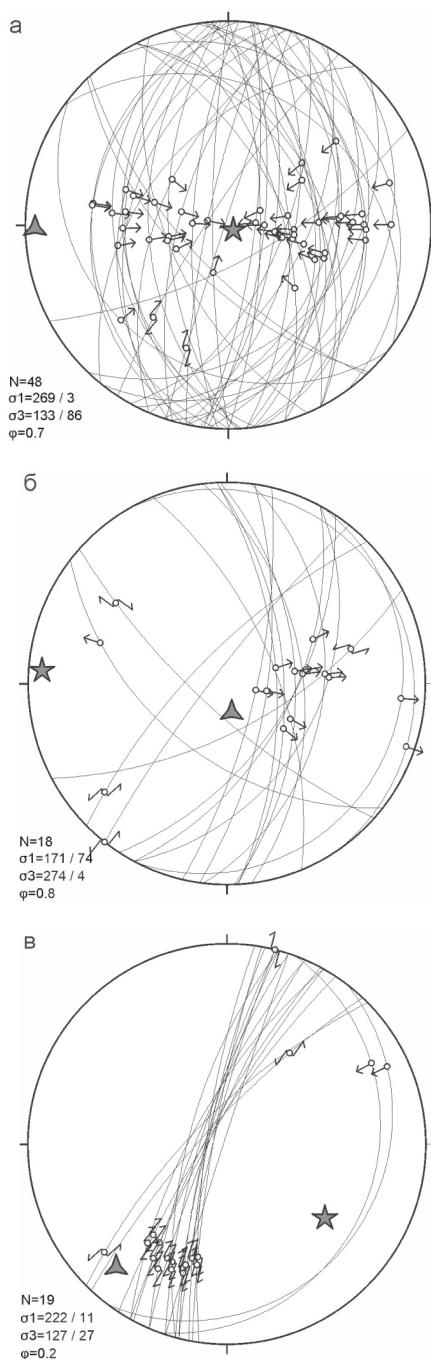


Рис. 2. Надвиговое (а), сбросовое (б) и сдвиговое (в) поля напряжений, выделенные в программе МИМ. Равноугольная проекция нижней полусфера. Треугольник обозначает ось максимального сжатия (σ_1), звезда – ось минимального сжатия (σ_3), N – число замеров, $\phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$ – параметр, определяющий форму стресс-эллипса [10]

кальцита на зеркалах скольжения в районе Чекуровского надвига, определяется как 125 ± 4 млн лет. Эти деформации хорошо коррелируются со второй фазой надвигообразования (130–120 млн лет) в Южном Верхоянье [2]. В Приверхоянском прогибе по данным трекового датирования апатита наиболее интенсивные подвижки по Чекуровскому надвигу происходили 75–60 млн лет [1]. U-Pb возраста 76–60 млн лет кальцита из центральной части Хараулахского сегмента сопоставимы с трековыми датировками, но моложе возрастов даек, рассекающих складчатую структуру. Мы интерпретируем тектоническое событие 76–60 млн лет как реактивацию надвигов в условиях субширотного сжатия, значительно не изменившую структуру сегмента. Это событие распознается также на юге Таймыра и в Оленёкской зоне складок [6]. В Южном Верхоянье близкие по возрасту деформации (90–60 млн лет) соответствуют наиболее интенсивной (третьей) фазе надвигообразования [2].

Начиная с палеоцена в регионе проявлены обстановки растяжения, связанные с рифтогенезом в море Лаптевых [5]. В пределах Хараулахского сегмента с растяжением связано формирование ряда грабенов (рис. 1б). Сбросовое поле напряжений (рис. 2б) связывается нами с этим этапом и его возраст оценивается как палеоцен-эоценовый.

Исследования поддержаны грантом Leading House for Swiss Science and Technology Cooperation with Russia and the CIS Region.

Литература

1. Васильев Д.А., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Ерикова В.Б., Казакова Г.Г. Термохронология северной части Приверхоянского краевого прогиба и Чекуровской антиклинали по данным трекового датирования апатита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы IX Всероссийской научно-практической конференции, 10–12 апреля 2019 г. в 2 т. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2019. С 20–23.

2. Малышев С.В., Худолей А.К., Гласмахер У.А., Казакова Г.Г., Калинин М.А. Определение этапов формирования юго-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона // Геотектоника. 2018. № 6. С. 55–68.

3. Павловская Е.А., Худолей А.К., Москаленко А.Н., Малышев С.В., Савельев А.Д. Поля напряжений и структурная геология северной части Хараулахского сегмента Западного Верхоянья // Геодинамическая эволюция липотсферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2020. С. 263–264.

4. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвигообразований // Тектоника, геодинамика и металлогенез территории

Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК Наука/Интерperiодика, 2001. С. 156–198.

5. Drachev S.S., Shkarubo S.I. Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol.460. N 1. P. 263–283.

6. Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V. Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // Journal of Geodynamics. 2018. V. 119. P. 221–241.

7. Kurapov M., Ershova V., Khudoley A., Luchitskaya M., Makariev A., Makarieva E., Vishnevskaya I. Late Paleozoic magmatism of Northern Taimyr: New insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic // International Geology Review. 2021. Vol. 16. P. 1990–2012.

8. Prokopiev A., Khudoley A., Egorov A., Gertseva M., Afanasieva E., Sergeenko A., Ershova V., Vasiliev D. Late Cretaceous – Early Cenozoic indicators of continental extension on the Laptev Sea shore (North Verkhoyansk) // 3P Arctic Abstracts, Stavanger, Norway, October 14-18. 2013. P. 170.

9. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A. Late Paleozoic–Early Mesozoic Granite Magmatism on the Arctic Margin of the Siberian Craton during the Kara-Siberia Oblique Collision and Plume Events // Minerals. 2020. Vol. 10. P. 1–39.

10. Yamaji A. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data // Journal of Structural Geology. 2000. № 4 (22). P. 441–452.

А.А. Пазухина¹, С.В. Малышев¹, А.Д. Савельев¹

Петрографо-геохимическая типизация раннекембрийского магматизма северо-востока Сибирской платформы (район реки Нелегер)

В северо-восточной части Сибирской платформы, в районе Олекнского поднятия и во фронте надвигов Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса широко проявлен магматизм раннекембрийского возраста [1, 2]. В указанном регионе продуктами данного магматизма являются базитовые интрузивы и эксплозивные по-

¹ Институт наук о Земле, СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

роды, представленные трахибазальтами и риолитами (район Чекуровской антиклинали), в результате чего магматизм считается бимодальным [2]. Оценка возраста данного комплекса ограничивается U-Pb датированием цирконов из галек риолитов в основании кембрия на р. Лена, возраст которых лежит в пределах от 545 до 525 млн лет [2, 3]. В рамках проведенных полевых работ 2018–2019 гг на р. Нелегер (правый приток р. Лена) было отобрано 17 новых образцов из серии силлов и даек, прорывающих рифей-венцкий разрез в ядре Чекуровской антиклинали. Целью данной работы является детальное петрографическое описание, изучение изотопного состава Nd и содержаний главных и редких элементов базитовых интрузий, опробованных в районе р. Нелегер (хр. Туора-Сис, Чекуровская антиклиналь) для типизации их источника и тектонической природы.

Все изученные образцы представлены массивными мелкозернистыми долеритами с характерными долеритовой, пойкилоофитовой и офитовой структурами. Породообразующими минералами являются плагиоклаз (55–60%, лабрадор, андезин), клинопироксен (25–30%), а также ильменит (3–5%), титаномагнетит (5–7%) и кварц (3–5%). Также в породе присутствуют апатит, лейкоксен и куммингтонит. Их процентные содержания не превышают 1%. В ходе вторичных процессов породы подверглись пропилитизации, вследствие чего образовались такие минералы, как хлорит, серицит и карбонаты.

Изученные породы характеризуются умеренным содержанием SiO_2 (от 42.3 до 45.8 вес.%) и низким содержанием MgO (от 3.8 до 6.8 вес.%). Все образцы имеют сумму щелочей $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (от 2.8 до 6.2 вес.%) при содержаниях $\text{Na}_2\text{O} = 0.9\text{--}3.8$ вес.% и относительно высоких содержаниях $\text{K}_2\text{O} = 0.4\text{--}3.8$ вес.%. Таким образом, они классифицируются как умеренно-щелочные базальты на TAS диаграмме. Концентрации TiO_2 составляет от 3.2 вес.% до 6.2 вес.%, и на диаграмме $\text{TiO}_2\text{--MgO}$ фигуративные точки составов ложатся в поле высокотитанистых базальтов.

На спектре распределения редкоземельных элементов отражено обогащение пород ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ. Отношения $(\text{La}/\text{Sm})_n$ варьируют от 1.38 до 1.94 и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ изменяется от 3.97 до 6.37. На мультиэлементной диаграмме (рис. 1) четко выражена положительная титановая аномалия, а также высокие концентрации Ba и вариации Sr.

Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ на возраст 525 млн лет составляет от +2.3 до +4.5, что характерно для базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), образовавшихся в результате плавления с незначительным влиянием коровой контаминации.

На $\text{Zr}\text{--Nb}\text{--Y}$ диаграмме фигуративные точки находятся в поле внутритплитных толеитовых базальтов. На $\text{Ta}/\text{Yb}\text{--Th}/\text{Yb}$ диаграмме Пирса все точки лежат в пределах мантийной последовательности в области

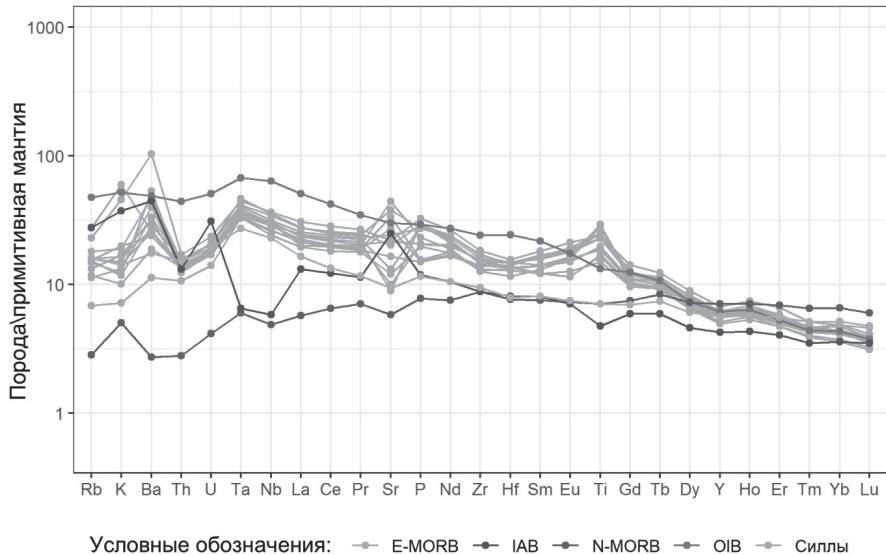


Рис. 1. Мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [4–6]

обогащенной мантии. На спайдер-диаграмме отмечено, что спектры распределения для исследуемых пород находятся между E-MORB и OIB спектрами. В области ТРЭ породы имеют сходство с OIB, а в отношении ЛРЭ, напротив, обеднены относительно OIB, но обогащены относительно E-MORB. Расчет $(Sm/Yb)_n$ и $(La/Sm)_n$ отношений показал, что породы образовались в результате плавления 2% шпинелевого лерцолита на малых глубинах (~40 км). Положительная аномалия Ti и отсутствие Ta-Nb минимума свидетельствуют о том, что плавление происходило в безводных обстановках.

Таким образом, совокупность геохимических признаков указывает на то, что породы образовались на начальных стадиях континентального рифтогенеза с плавлением верхних слоев мантии.

Литература

1. Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. Calibrating rates of early Cambrian evolution // Science. 1993. Vol. 261. С. 1293–1298.
2. Прокопьев А.В., Худолей А.К., Королева О.В., Казакова Г.Г., Лохов Д.К., Малышев С.В., Зайцев А.И., Роев С.П., Сергеев С.А., Бережная Н.Г., Василь-

ев Д.А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 199–224.

3. Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Chamberlain K.R., Ernst R.E., Jowitt S.M., Malyshev S.V., Zaitsev A.I., Kropachev A.P., Koroleva O.V. Early Paleozoic mafic magmatic events on the eastern margin of the Siberian Craton // Lithos. 2012, Vol. 174. P. 44–56.

4. Sun W., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P.83–97.

5. Irvine T., Baragar W. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 1971. Vol. 8. P. 523–548.

6. Gale A., Dalton C., Langmuir C. et al. The mean composition of ocean ridge basalts // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2013. Vol. 14. P. 489–518.

**А.П. Перфилова^{1,2}, И.Ю. Сафонова^{1,2}, Г.С. Бискэ³,
Д.Л. Конопелько³, В.П. Ковач⁴, Р.Т. Орозбаев⁵**

Геологическое положение и вещественный состав терригенных пород Алайского хребта (Киргизия, Южный Тянь-Шань)

Изучение структуры Южного Тянь-Шаня Киргизии началось ещё в 30-е гг. прошлого века [5]. Южный Тянь-Шань (ЮТШ) является частью Южно-Ферганской синформы и относится к южному сегменту Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – крупнейшего фанерозойского орогена, эволюция которого продолжалась более 800 млн лет. Формирование ЮТШ происходило в конце палеозоя в результате коллизии Казахстанского палеоконтинента на севере и Каракум-Таджикского и Таримского кратонов на юге. В строении ЮТШ принято выделять два сегмента, имеющих разное происхождение. К северному сегменту относится Букантау-Кокшаальский пояс/складчатая зона с южной вергентностью,

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт геологии и геохронологии докембрая РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Институт геологии им. М.М. Адышева НАН КР, Бишкек, Киргизия

к южному сегменту – Зеравшано-Восточно-Алайский пояс с северной вергентностью. Основную роль в строении ЮТШ принимают осадочные породы: карбонаты, склоновые терригенные и карбонатные турбидиты, пелагические кремни и глинистые отложения. В подчинённом количестве представлены офиолиты, вулканиты внутриплитные и островодужные и метаморфические породы [1].

В состав Букантау-Кокшаальского пояса входят структуры аккреционного пояса Алайского хребта. Образование этих структур, относящихся к герцинской складчатой области ЮТШ, связывают с развитием Туркестанской ветви Палеоазиатского океана [10]. В пределах Алайского аккреционного пояса были диагностированы магматические породы основного–среднего состава (базальты, андезиты), кремни, кремнистые алевролиты, аргиллиты и сланцы, песчаники и гравелиты. Возраст осадочных пород определён главным образом по палеонтологическим данным [1, 3, 6, 7]. Однако вопрос о нижней границе начала осадконакопления и характере источников сноса терригенных пород (песчаников) до сих пор остаётся недостаточно изученным из-за нехватки в первую очередь данных изотопно-геохимических и геохронологических исследований.

Нами были изучены терригенные породы, отобранные с четырех участков. Исходя из анализа геологических карт (листы К-43-XXXI, К-43-XXXII) [2, 4] терригенные породы с участков Араван, Пулгон и Кызыл-Кия относятся к пульгонской ($S_{1,2}$), араванской ($D_{1,2}$), намаздыкской ($D_{1,2}$) и актерекской (C_{2at}) свитам. На участке Гульча образцы отобраны из чонкайской (ϵ_1) свиты и нерасчлененной толщи $S_{1v}-D_1$. Эти породы представляют собой плохосортированные, мелко-среднезернистые песчаники серого цвета. Массивные выходы песчаников, как правило, находятся в ассоциации с кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами, реже с вулканическими породами и известняками. Песчаники состоят преимущественно из обломков вулканических и осадочных пород (30–40%) и полевых шпатов (20–35%), соответствую полевошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам по классификации [8].

Содержание большинства породообразующих окислов варьирует в широких диапазонах: $SiO_2 = 46.2\text{--}71.4$, $TiO_2 = 0.18\text{--}1.52$, $Al_2O_3 = 6.59\text{--}19.11$, $Fe_2O_3 = 3.87\text{--}9.12$, $MgO = 1.65\text{--}6.71$ мас.%. На классификационной диаграмме [12] (рис. 1а) точки составов исследуемых пород расположены в поле граувакк, реже – в поле литаренитов. Индекс CIA изменяется в широком интервале от 47.4 до 72.4, что говорит о низкой степени выветривания. Индекс ICV варьирует в диапазоне от 0.9 до 2.6, что соответствует незрелым осадкам. Значения $ICV > 1$ указывают на присутствие обломков плагиоклаза, калиевого полевого шпата, амфиболов, пироксенов и пород. Более зрелые породы, состоящие в основном из глинистых минералов, имеют значение $ICV < 1$. Для образца DZH-4 пульгонской

свиты (?) (участок Гульча, S₁v–D₁) характерны повышенные содержания MgO = 15.8 мас.% и CaO = 13.3 мас.%. В образце KGZ-09-18 пульгонской свиты (участок Араван, S₁₋₂) отмечается повышенное содержание Fe₂O₃ = 16.25 мас.%. Содержания некоторых петрохимических модулей имеют повышенные значения: железистый (ЖМ) = 0.59–2.33, титановый (ТМ) = 0.03–0.12, фемический (ФМ) = 0.09–0.75.

Песчаники характеризуются фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими лантаноидами (La/Yb_N = 0.9–12, La/Sm_N = 0.9–4.7) и фракционированным распределением тяжелых РЗЭ (Gd/Yb_N = 1.0–2.2). Распределение редких элементов характеризуется минимумом по Та и Nb (Nb/La_{pm} = 0.2–0.8, Ta/La_{pm} = 0.3–0.8, Nb/Th_{pm} = 0.1–1.1, Ta/Th_{pm} = 0.1–1.1). Песчаники Алайского аккреционного пояса обладают содержаниями редких элементов в целом ниже уровня PAAS, но характеризуются схожим характером их распределения. Значения Eu/Eu* для песчаников выше, чем для PAAS (0.6–0.9 и 0.6 соответственно).

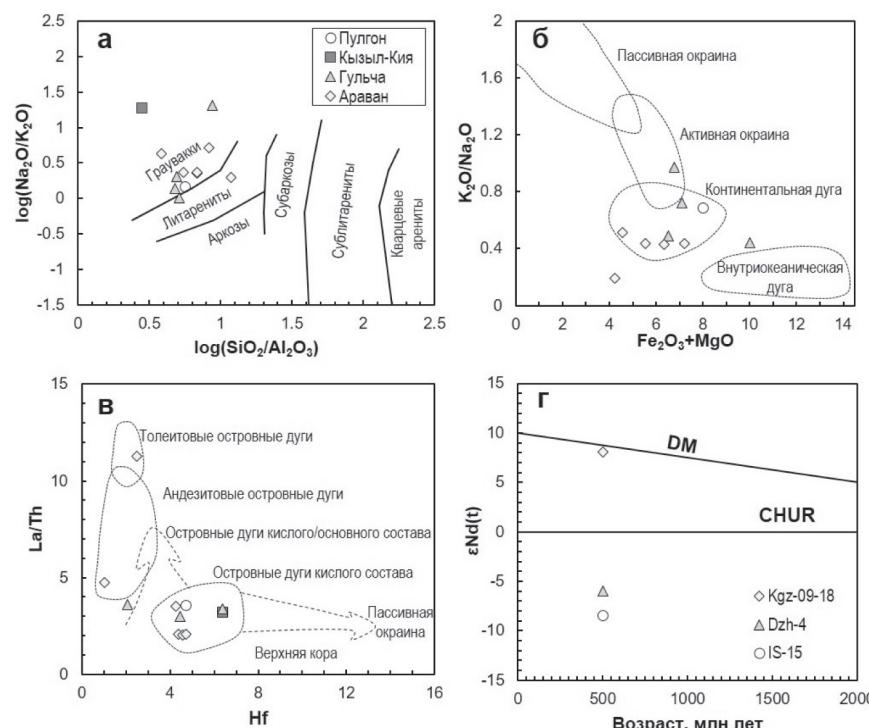


Рис. 1. Классификационная диаграмма [13] (а), дискриминантные диаграммы [9, 11] (б, в) и график $\epsilon\text{Nd}(t)$ –Т (г)

На дискриминантной диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ [9] (рис. 1б) точки составов попадают в области континентальных дуг и активной континентальной окраины. На графике Hf-La/Th [11] (рис. 1в) точки составов песчаников попадают преимущественно в области размыва островных дуг кислого состава. Единичные отметки отмечаются в полях толеитовых и андезитовых островных дуг, а также островных дуг кислого/основного состава. Величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ были рассчитаны для позднекембрийского возраста (500 млн лет) на основе биостратиграфических данных. Для образца IS-15, отобранного из араванской свиты (участок Кызыл-Кия, D₁₋₂), и образца DZH-4 получены отрицательные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ равные -8.5 и -6 (рис. 1г). Положительное значение $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +8.1$ получено для образца Kgz-09-18 (рис. 1г).

Таким образом, изученные песчаники, ассоциирующие с вулканическими и осадочными породами океанического происхождения, по петрографическому и геохимическому составу относятся к грауваккам и литерапитам. Петрохимические и геохимические характеристики позволяют рассматривать изученные породы как незрелые слабовыветрельные осадки и указывают на присутствие в области сноса магматических пород преимущественно среднего–кислого состава. Различные величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ в образцах с участков Араван (положительное) и Гульча-Кызыл-Кия (отрицательные) предполагает различный состав пород в области сноса и их различные источники – с участием как ювелирного, так и древнего рециклированного материала. Совокупность полученных данных позволяет предположить, что изученные граувакковые песчаники, вероятно образовались в результате разрушения как минимум двух различных магматических дуг.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-35-90091).

Литература

1. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. С.-Пб: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 1996. 190 с.
2. Геологическая карта СССР, Алай-Кокшаальская серия, Гульча. Масштаб 1:200000. Авторы: Г.С. Бискэ, С.Е. Зубцов. Редактор: В.Л. Клишевич. 1985.
3. Джценчураева Р.Д., Пак Н.Т., Ивлева Е.А., Мезгин И.А., Усманов И.А. Металлогенез углеродистых отложений Тянь-Шаня. Бишкек: Изд-во «ИЛИМ», 2015. 203 с.
4. Карта полезных ископаемых СССР, Алай-Кокшаальская серия, Ош. Масштаб 1:200 000. Авторы: Г.С. Бискэ, Л.В. Григорьева. Редактор: В.Л. Клишевич. 1985.
5. Николаев В.А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня // Записки ВМО. Вторая серия. 1933. Ч. 62. Вып. 2.

6. Осмонбетов К.О., Кнауф В.И., Королев В.Т. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1. 357 с. Т. 2. 245 с.
7. Шаякубов Т., Далимов Т. Вулканизм Западного Тянь-Шаня. Ташкент: ФАН, 1988. 328 с.
8. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
9. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. № 91. P. 611–627.
10. Biske Y.S., Alexeiev D.V., Ershova V.B., Priyatkina N.S., DuFrane S.A., Khudoley A.K. Detrital zircon U Pb geochronology of middle Paleozoic sandstones from the South Tianshan (Kyrgyzstan): Implications for provenance and tectonic evolution of the Turkestan Ocean // Gondwana Research. 2019. № 75. P. 97–117.
11. Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environments of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. 1987. № 144. P. 531–542.
12. Herron M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sedim. Petrol. 1988. № 58. P. 820–829.
13. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin, 1972. 628 p.

А.Л. Перчук^{1,2}, Т.В. Геря³, В.С. Захаров¹

Влияние деплелированной мантии на стиль субдукции на разных стадиях развития Земли: результаты петролого-термомеханического моделирования

Частичное плавление перидотитов в зонах срединга – глобальный процесс, в ходе которого формируется океаническая кора и тугоплавкие деплелированные перидотиты (реститы) мантии, имеющие положительную плавучесть. В современной Земле реститы находятся в составе океанической литосферы, однако на ранних стадиях развития Земли (архей, палеопротерозой) их мощность в 2–3 раза превышала мощность литосферы (рис. 1), во многом определяя поведение плит в зонах субдукции.

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

² Институт экспериментальной минералогии России РАН, Черноголовка, Россия

³ Швейцарский федеральный технологический институт, Отделение наук о Земле, Цюрих, Швейцария

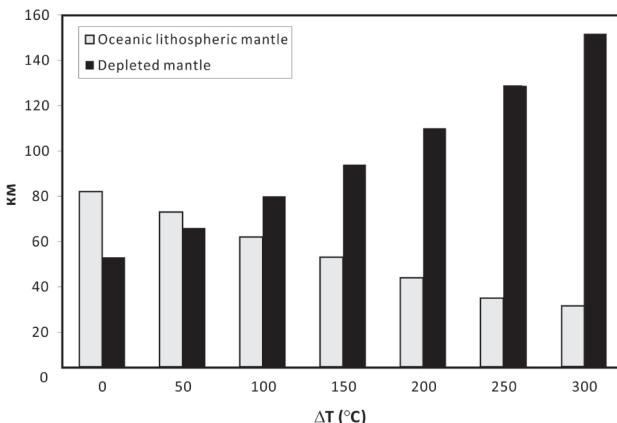


Рис. 1. Расхождение мощностей литосферы и деплелированной мантии (ре-ститов) при различных потенциальных температурах мантии (T_p). Обратите внимание на значительное превышение мощности деплелированной мантии над литосферой в архейское время (при $\Delta T > 150$ °C) и скрытый в литосфере современной Земли

В работе приводятся результаты численного 2D-моделирования субдукции океанических плит с разной степенью деплелирования мантии в диапазоне потенциальных температур мантии ($T_p = 1300\text{--}1550$ °C, $\Delta T = T - T_{\text{совр}} = 0\text{--}250$ °C) от архея до настоящего времени.

Метод. При петролого-термомеханическом моделировании использовался расчетный код Т.В. Гери [1], основанный на методе конечных разностей на недеформируемой разнесенной эйлеровой сетке с использованием метода лагранжевых маркеров в ячейке. В моделях заложена деформация среды под действием приложенных тектонических сил. При этом решаются уравнения сохранения момента, массы, и энергии в движущейся среде с учетом сил плавучести, связанных с тепловыми и химическими неоднородностями, тепловых эффектов адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Учитывается также влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление, миграция флюидов и расплавов и формирование континентальной коры. В моделях задается реалистичная вязко-пластическая реология пород. Для описания литологической структуры модели используются маркеры. Деплелирование мантии рассчитывается в соответствии с параметризованными условиями частичного плавления перидотита. Детальное описание метода приводится в работе [2].

Начальные условия модели. Моделировалась внутриокеаническая субдукция, в которой участвуют две одинаковые океанические литосферные плиты. Мощности коры и степень деплелирования мантии, включая

плотность, менялись в зависимость от температуры мантии; температуры мантийной адиабаты задавались в диапазоне 0–250 К выше (или равно) современной. В численных экспериментах задавались скорости конвергенции 2–10 см/год.

Результаты моделирования. Численное моделирование показывает [2], что океаническая субдукция может происходить во всем диапазоне температур, но изменяется от двустороннего режима при $\Delta T = 250$ °C до одностороннего при более низких температурах мантии. Двусторонняя субдукция создает V-образные аккреционные террейны мощностью до 180 км, состоящие в основном из гидратированных метабазитов субдукционной океанической коры. Частичное плавление метабазитов в террейнах и связанное с этим образование натриевых гранитоидов (тоналит–трондемит–гранодиоритовые серии, TTG) не происходит до тех пор, пока не прекратится субдукция. Напротив, односторонняя субдукция приводит к образованию вулканических дуг с задувовыми бассейнами или без них.

Оба режима субдукции приводят к существенному утолщению деплетированной верхней мантии, которая, будучи положительно плавучей, отделяется от плиты и накапливается под надвигающейся плитой [2, 3]. Чем выше температура мантии, тем больше деплетированных перидотитов накапливается в верхней мантии. Экстраполяция результатов моделирования показывает, что субдукция океанических плит при $\Delta T = 200$ –250 °C может привести к тому, что более половины верхней мантии будет состоять из деплетированных перидотитов за относительно короткое геологическое время (~100–200 млн лет). Это контрастирует с результатами моделирования при современных температурах мантии, где количество истощенных перидотитов в верхней мантии со временем практически не увеличивается.

Мы полагаем, что химический состав верхней мантии в архее отличался от современного в сторону большего деплетирования перидотитов, что согласуется с составом самой древней литосферной мантии, сохранившейся в кратонных килях [3].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 20-05-00329 с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова, Швейцарского национального суперкомпьютерного центра в ETH, Цюрих, и рабочей станции в ИЭМ РАН, Черноголовка.

Литература

1. Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly

variable transport properties // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. Vol. 140, P. 293–318.

2. Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W. L. Depletion of the upper mantle by convergent tectonics in the Early Earth // Scientific Reports. 2021. Vol. 11ю 21489. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-00837-y>

3. Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W. L. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // Nature. 2020. Vol. 586. P. 395–401. DOI: 10.1038/s41586-020-2806-7

Г.А. Петров¹, Ю.Л. Ронкин¹

Появление метаморфизма умеренных давлений в глаукофансланцевом поясе на Северном Урале

Главный Уральский разлом (ГУР) отделяет раннепалеозойские образования окраины Восточно-Европейского палеоконтинента от острово-дужных комплексов Магнитогорской и Тагильской мегазон. Характерной особенностью зоны ГУР является широкое развитие бластомилонитов, тектонического меланжа и высокобарических минеральных парагенезисов. Полоса развития высокобарических метаморфических пород протягивается на восточном склоне Урала вдоль ГУР почти непрерывно на протяжении более 2000 км. На Полярном, Приполярном и Южном Урале в ее строении принимают участие эклогитовые комплексы (Марунkeletalский, Неркаюский, Максютовский и др.), в других районах это, главным образом, глаукофан-содержащие сланцы. Как правило, в минеральных парагенезисах высокобарических метаморфитов Урала фиксируются ретроградные процессы, связанные с эксплумацией глубинных пород [1 и др.] – замещение высокобарических минералов низкобарическими и низкотемпературными, реже наблюдаются реликты прогрессивной стадии метаморфизма высоких давлений. Обнаруженные нами на Северном Урале в верховьях р. Лопсия (район горы Яны-Ур) и среднем течении р. Луцоулья гранат-содержащие кристаллические сланцы, по составу отвечающие ордовикским метабазальтам и метапелитам континентальной окраины, демонстрируют другую эволюцию парагенезисов, отражающую повышение температуры при умеренных давлениях, что не согласуется с классическими моделями метаморфизма в обстановках субдукции [5, 9 и др.].

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

P-T-параметры и последовательность метаморфических парагенезисов в зоне ГУР в исследованном районе, позволяют предполагать проявление трёх типов метаморфизма – фонового зеленосланцевого умеренных давлений, высокобарического глаукофансланцевого и зонального метаморфизма умеренных давлений барроусского типа. Для продуктов первого характерно развитие типичных парагенезисов фации зеленых сланцев ($\text{act}+\text{ep}+\text{ab}$, $\text{chl}+\text{act}+\text{ep}+\text{ab}$, $\text{chl}+\text{ab}+\text{ep}+\text{qz}$, $\text{ms}+\text{qz}+\text{ab}+\text{chl}$) на фоне интенсивного рассланцевания и складчатости. Температуры метаморфизма этого типа, по данным амфибол-плагиоклазовых геотермометров [8], составляли 250–350 °C, давления, по амфиболовым геобарометрам [10], достигали 2.5–3 кбар.

В полосе ГУР в рассматриваемом нами районе закартированы субмеридиональные зоны распространения Na-амфиболов – ферроглаукофана, магнезиорибекита, реже глаукофана, совместно с эпидотом, фенгитом, хлоритом, альбитом, лавсонитом, жадеитом и кварцем [3]. Для этих зон характерно блоковое строение кристаллов амфиболов, состав минералов в пределах одного агрегата может меняться от актинолита до ферроглаукофана; наблюдаются обрастания ферроглаукофанов и магнезиорибекитов барруазитами, актинолитами и винчитами. Температуры формирования глаукофан-содержащих парагенезисов приблизительно соответствуют тем, что установлены для зеленых сланцев. Давления, судя по соотношению параметров $\text{Na}_{\text{M}_4}/(\text{Na}_{\text{B}})$ и ${}^{\text{IV}}\text{Al}$ в амфиболах, достигали 6–8 кбар [6]. Эволюция составов амфиболов от Na к Na-Са и Са, вероятно свидетельствует о снижении давлений при эксгумации метаморфических блоков.

Пластины умеренно-барических гранатовых амфиболов расположены в подошве меланжа ГУР в районе горы Яны-Ур и в среднем течении р. Луцоулья. Здесь в них наблюдается развитие граната, амфиболов (роговой обманки, актинолита, барруазита), фенгита, парагонита, эпидота и порфиробластов альбита. Зональность гранатов имеет прогрессивную направленность – происходит снижение содержания спессартинового и увеличение альмандинового и в меньшей степени – пиропового миналов от центральных частей краевого контактируют с фенгитами ($\text{Na}/\text{Na}+\text{K} = 0.06–0.1$). На диаграмме $\text{Na}_{\text{M}_4}–{}^{\text{IV}}\text{Al}$ [6] составы амфиболов образуют тренд от области давлений 1–2 кбар до 4–5 кбар. Оценки температур по гранат-амфиболовым геотермометрам [2] дают значения до 450–550 °C, по гранат-мусковитовым [7] – 450–460 °C. Оценки давлений по амфиболовым геобарометрам [10] находятся в пределах 2,5–4 кбар.

Возраст глаукофансланцевого метаморфизма в зоне ГУР определен Sm-Nd (370±35 млн лет, СКВО = 0.73, $\varepsilon_{\text{Nd}} = +6.0$, $T_{\text{DM}} = 499$ млн лет)

и Rb-Sr (367 ± 15 млн лет, СКВО = 3.4, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70415$) изохронными методами изотопной геологии [3]. Выполненное авторами исследование ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопной системы гранатовых амфиболитов горы Яны-Ур по фракциям плагиоклаза, граната, амфибола и породе в целом, позволило определить возраст метаморфизма 383 ± 8 млн лет (СКВО = 2.6, $\epsilon\text{Nd} = +6.4$, $T_{\text{DM}} = 534$ млн лет). Таким образом, наиболее вероятный возраст гомогенизации Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd изотопных систем глаукофансланцевого метаморфизма – поздний девон, а эпидот-гранатовых амфиболитов – средний девон, соответственно.

Судя по имеющимся данным [4 и др.], конвергентный режим, сопровождаемый островодужным магматизмом, существовал на Среднем и Северном Урале с позднего ордовика по франский век включительно. В таком случае, следует признать, что кратко охарактеризованные в данной работе умеренно-барические гранатовые амфиболиты сформировались в условиях субдукционной обстановки. Как правило, в конвергентных обстановках гранатовые амфиболиты образуются по эклогитам и гранатовым перидотитам при эксплумации последних, фиксируют стадию зарождения зоны субдукции, либо формируются в процессе континентальной коллизии [5]. В нашем случае, наблюдается увеличение температур метаморфических процессов при относительно невысоких давлениях. В качестве источника тепла зонального метаморфизма барроусского типа обычно рассматриваются глубоко залегающие интрузивные массивы [5], однако, все известные в данном районе девонские интрузии расположены значительно восточнее ГУР, в пределах палеостроводужной Тагильской мегазоны. Причины появления блоков метаморфических пород умеренных давлений в подошве серпентинитового меланжа ГУР пока недостаточно ясны, этот вопрос требует дальнейших исследований. В качестве одного из вариантов объяснения установленного нами феномена можно привлечь механизм разрыва субдуцируемой плиты и образования «мантийных окон». Возможно, формирование локальных структур растяжения связано с обстановкой скольжения (сдвиговой), нарушившей сплошность погружаемой плиты и обеспечившей подъем глубинных мантийных магм, а также условия, необходимые для формирования гранатовых амфиболитов. Позднее, в процессе коллизии, тектонические пластины последних были выведены на современный эрозионный уровень.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-A18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Литература

1. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.

2. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия: бескальциевая система // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 173–175.
3. Петров Г.А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2007. 181 с.
4. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.
5. Ревердамто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шепедев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
6. Brown E.H. The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism // J. Petrol. 1977. Vol. 18. N 1. P. 53–72.
7. Hanes A., Forest R.C. Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies) // J. Metamorphic Geol. 1988. Vol. 6. P. 297–309.
8. Holland T.Y.B., Blundy Y.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contr. Miner. Petrol. 1994. Vol. 116. P. 433–447.
9. Maruyama S., Liou J.S., Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation // International Geology Review. 1996. Vol. 38. P. 485–594.
10. Schmidt M.W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5–13.0 kbar // Terra Abstr. 1991. Vol. 3. P. 30.

А.Л. Пискарев^{1,2}, В.А.Савин², Г.И. Ованесян^{1,2}

Этапы формирования земной коры Канадского бассейна, Северный Ледовитый океан

Гипотеза образования Арктического бассейна Северного Ледовитого океана в три стадии пользуется широким международным признанием. На первой стадии, в конце юрского периода, началось образование Канадского бассейна в результате веерного раскрытия и отделения Аляски от Канадского архипелага с возможным захватом части Тихоокеанской пли-

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

² ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия)

ты Кула [6, 7]. В меловое время (вторая стадия) происходило растяжение континентальных массивов, составлявших в то время часть Евразийской плиты, с последующим образованием хребтов Альфа-Менделеева, котловины Подводников, ряда впадин Амеразийского бассейна и небольшого океанического бассейна современной котловины Макарова [8]. Наконец, в кайнозое (третья стадия) в результате раскрытия Евразийского бассейна произошло отделение от Баренцево-Карской континентальной окраины хребта Ломоносова [5].

Материалы канадско-американских сейсмических исследований в Канадской котловине в 2007–2011 году [9] и последующий анализ характеристик строения земной коры региона выявили нестыковку новых данных с обозначенной выше гипотезой. Расчеты основаны на материалах зондирования МПВ, полученных в ходе этих работ 2007–2011 гг. и опубликованных в цифровом виде в атласе [3].

В основу анализа положена зависимость скорости продольных волн в обломочных породах от глубины залегания и возраста [4]:

$$V = K^*(Z*T)^{1/6},$$

где Z – глубина, м; T – возраст, лет.

В результате составлена база данных, в которой для каждого из 145 буев определена глубина залегания и мощность осадков миоценового, олигоценового, палеогенового (палеоцен-эоценового), мелового и юрского возрастов.

Районирование Канадского бассейна по типу и времени формирования земной коры первоначально выполнено по результатам анализа магнитометрических, гравиметрических и батиметрических данных, а затем корректировалось с использованием данных зондирований МПВ. Результаты районирования иллюстрируются картой Канадского бассейна, на которую нанесены границы выделенных зон (рис. 1).

На рис. 2 приведены генерализованные колонки земной коры по каждому из 13 участков, границы которых показаны на рис. 1.

Участок 1 в юго-западной части Канадского бассейна характеризуется очень тонким слоем (3 км в среднем) кристаллической коры со скоростями сейсмических волн от 5.0 до 6.6 км/с. Отмечены мощные толщи (в среднем около 4 км) юрских отложений.

Участок 2 в юго-восточной части Канадского бассейна по своему строению принципиально отличается от участка 1. Наблюдается отсутствие юрских отложений. Меловые отложения имеют среднюю мощность порядка 4 км. Выше залегают мощные (от 4 до 10 км и более) кайнозойские толщи, причем их мощность увеличивается в направлении на юго-восток, к дельте р. Маккензи. Мощность кристаллической коры составляет более 5 км, что нормально для океанической коры. Значения скоростей про-

дольных волн 5–5.6 км/с являются типичными для базальтового слоя 2А океанической коры, возраст которой порядка 100 млн лет и более.

Участок 3 расположен в западной части Канадского бассейна на границе с хребтом Нордвинд. 4–5 км осадочного чехла, в нижней части которого отмечены маломощные юрские толщи, подстилаются 7–8 километровой кристаллической земной корой, скоростная характеристика которой (5–6.6 км/с) типична для слоев 2 и 3 океанической земной коры.

Поверхность кристаллического фундамента участка 4А в северной части Канадского бассейна характеризуется скоростью продольных волн в диапазоне 4.4–5.0 км/с, что в Мировом океане отличает слой 2А молодой океанической земной коры неогенового возраста. В нижней части земной

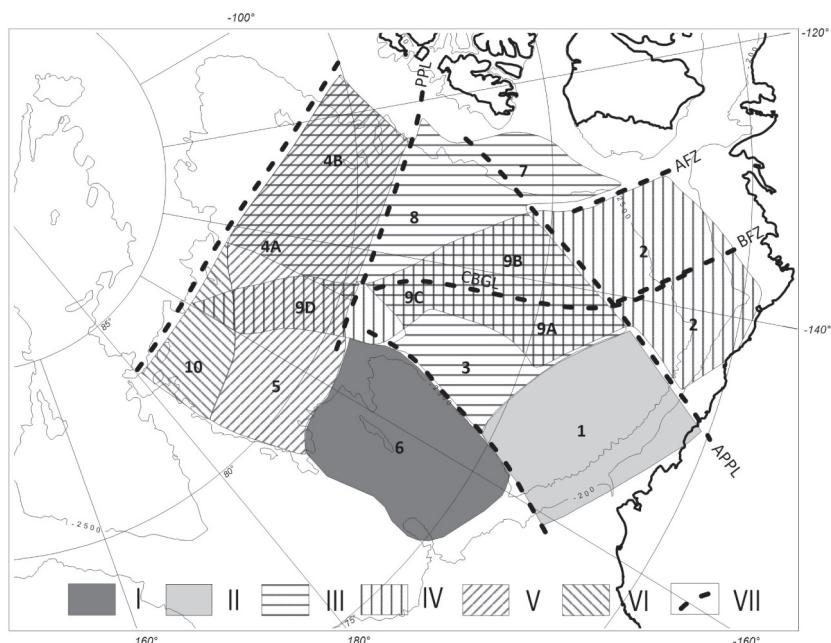


Рис. 1. Основные блоки земной коры Канадского бассейна.

I – континентальная кора; II – растянутая континентальная кора; III–VI – океаническая кора, сформированная или испытавшая фазы повторного спрединга/рифтогенеза с внедрением магматических тел, на протяжении четырех стадий развития: III – поздняя юра (3, 9А, 9В, 9С, 7, 8, 4А, 4В); IV – ранний мел (2, 9А, 9В, 9С, 9Д); V – поздний мел – палеоген (5, 9А, 4А, 4В); VI – кайнозой (5). VII – главные дизъюнктивные зоны, включая: PPL – линеамент Принца Патрика, APPL – Аляска–Принц Патрик линеамент, AFZ – зона разлома Амундсена, BFZ – зона разлома Бофпорта, CBGJ – гравитационный минимум

Каналского бассейна

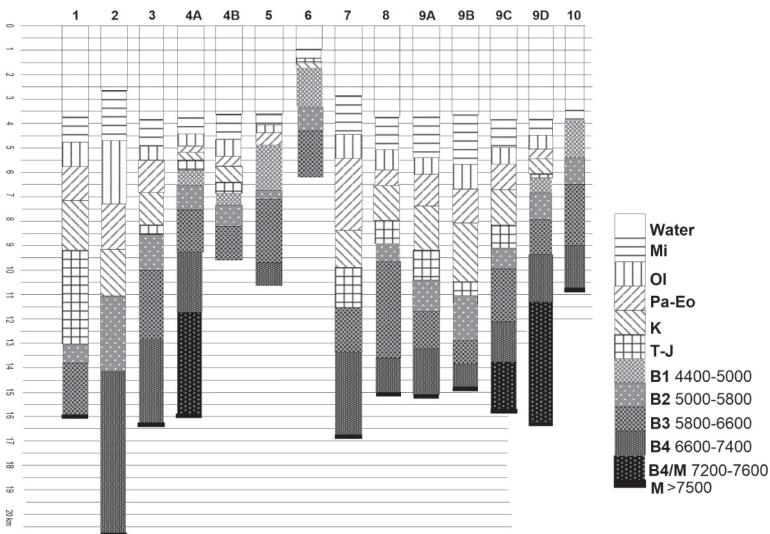


Рис. 2. Расчетный (по скоростям продольных волн) возраст осадочного чехла и скоростная характеристика кристаллической части земной коры в различных блоках Канадского бассейна и на Чукотском поднятии

коры отмечается мощный коромантийный слой со скоростями продольных волн 7.2–7.6 км/с, что, опять же, характерно для океанической коры молодого возраста [1].

На значительной части площади Канадского бассейна земная кора океанического типа сформирована в несколько этапов. Подобную картину мы наблюдаем и в Атлантике, где зафиксированы эпохи внутриплитного магматизма около 100–80 и 55–40 млн лет [2]. По-видимому, в Арктическом бассейне, современные блоки континентальной и океанической коры которого находятся, начиная с поздней юры, вблизи полюса вращения Земли и, можно предполагать, и вблизи полюса раскрытия, скорость спрединга была невелика, а роль внутриплитного магматизма была намного больше, чем в Атлантическом океане. Карта, представленная на рис. 1, отображает четыре фазы формирования океанической земной коры: I – поздняя юра, II – ранний мел, III – поздний мел – палеоген, IV – кайнозой.

Литература

1. Глубинное сейсмическое зондирование на Анголо-Бразильском геотраверсе / Ред. С.М. Зверев, И.П. Косминская, Ю.В. Тулина. М.: ИФЗ РАН, 1996. 150 с.

2. Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. М.: Научный мир, 2018. 263 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 618).
3. Chian D., Lebedeva-Ivanova N. Atlas of Sonobuoy velocity analyses in Canada Basin // Geological Survey of Canada. Open File 7661. 2015. <https://doi.org/10.4095/295857>
4. Faust L. Y. Seismic velocity as a function of depth and geologic time // Geophysics. 1951. Vol. 16. Is. 2. P. 185–276. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1437658>.
5. Glebovsky V.Y., Kaminsky V.D., Minakov A.N., Merkur'ev S.A., Childers V.A., Brozena J.M. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. N. 4. P. 21–42.
6. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. Vol. 35. P. 771–800.
7. Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A. Canada Basin / Grantz A., Johnson G.L. (eds.). The Arctic Ocean region // Geological Society of America. Geology of North America. 1990. Vol. L. P. 379–402.
8. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M. et al. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U–Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. Vol. 25. N 3. TC3013.
9. Mosher D.C., Shimeld J., Hutchinson D., Chian D. et al. Canada Basin Revealed // Arctic Technology Conference paper. OTC 23797. Houston, 2012. 11 p.

А.В. Плюснин¹, М.И. Гёкче¹

**Факторы формирования и разрушения залежей
углеводородов подсолевого карбонатного комплекса
на юге Непско-Ботубинской антеклизы**

Изучение тектонических и геодинамических факторов, повлиявших на формирование и разрушение залежей углеводородов (УВ), на сегодняшний день является не только приоритетным, но и тесно связано с концептуальными основами современной теоретической геологии. Выявление особенностей влияния факторов на нефтегазоносность позволит в дальнейшем усовершенствовать методику прогноза залежей и проектирования разработки месторождений. Данная проблема сводится к рас-

¹ ООО ИНК, Иркутск, Россия

смотрению факторов и их влиянию на венд-кембрийский мегарезервуар: а) тектонический фактор – образование складок и разломов различного порядка; б) геодинамический фактор – трапповые интрузии; в) постседиментационной фактор (связанный со вторичными преобразованиями коллекторов) – активизация которого происходила под действием вышеуказанных факторов. Высокая степень изученности района работ ООО «ИНК» на Непско-Ботубинской антеклизе (НБА) дает возможность детально изучить данную проблему (рис. 1).

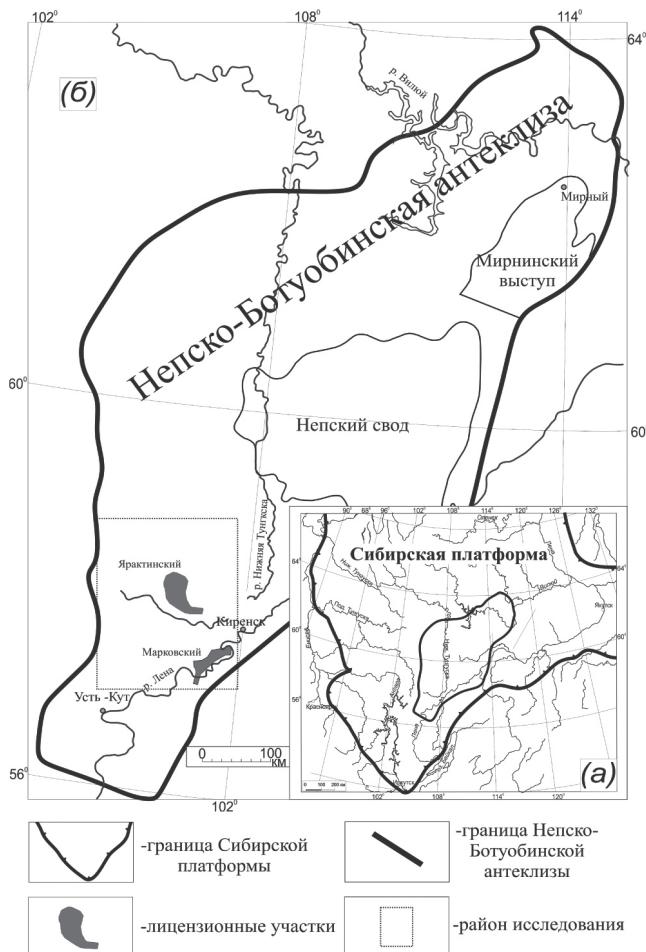


Рис. 1. Район исследований (а) и местоположение лицензионных участков (б) на фрагменте тектонической схемы НБА Сибирской платформы, по [5], с изменениями авторов

Осадочный чехол снизу вверх подразделяется на следующие комплексы (рис. 2):

- подсолевой структурный этаж; в него входят терригенные породы непско-нижнетирского и карбонатные породы верхнетирско-среднесольского сейсмогеологических комплексов;
- соленосный структурной этаж; в него входят галогенные и карбонатно-галогенные формации верхнеусольско-нижнотолбачанского и верхнетолбачанского-зеледеевского сейсмогеологических комплексов;
- надсолевой структурный этаж; в него входят смешанные отложения майско-четвертичного сейсмогеологического комплекса.

Детальный анализ строения сейсмических данных позволил описать строение структурных этажей, а также разделить подсолевой структурный этаж на две части: непский, преимущественно терригенный, и тирско-

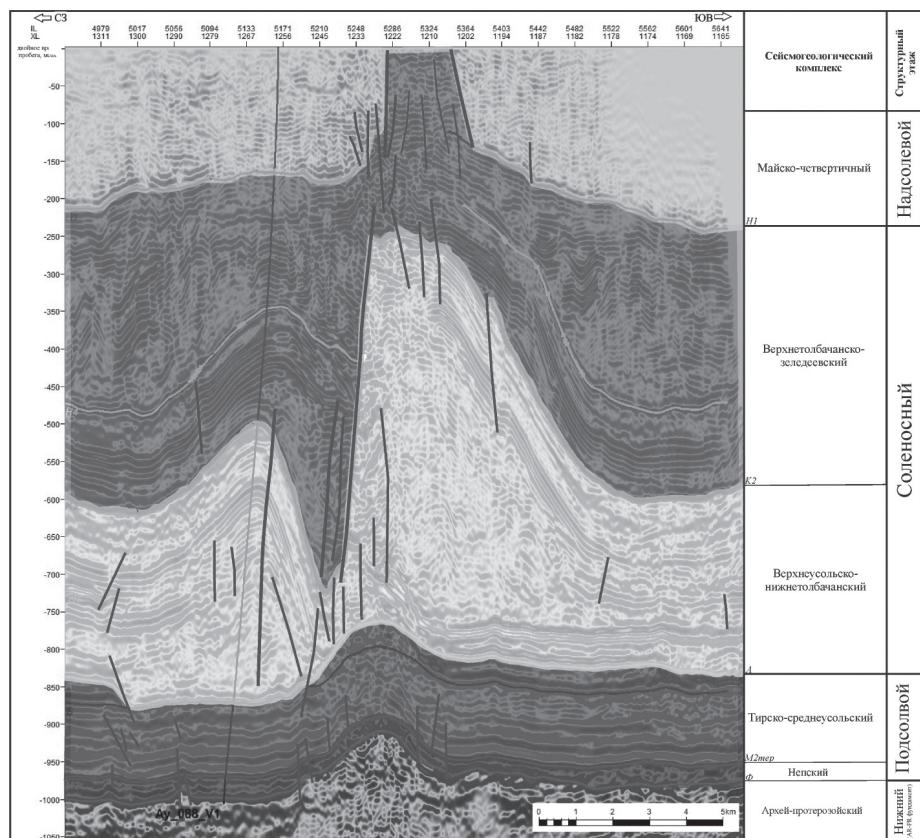


Рис. 2. Сейсмический разрез Аянского ЛУ

среднеусольский, преимущественно карбонатный, сейсмогеологические комплексы. Терригенный и терригенно-карбонатный структурные этажи являются наиболее ёжёсткими. Наиболее деформированной является осинская подсвита усольской свиты, которая расположена на границе с пластичным солевым комплексом. Она же является главной поверхностью смесителя. Деформации могли значительно влиять на резервуары – нарушать целостность, проводимость и первичную пористость коллекторов, а также порождать блоковое строение залежей разных флюидальных контактов, что подтверждается испытаниями и работой скважин месторождений. На площади преобладают разрывные нарушения северо-восточного, реже северо-западного, простирания. Плотность их по площади неодинакова – наибольшее количество приурочено к зонам развития линейной складчатости по подсолевым и надсолевым отложениям. Большинство разрывных нарушений относятся к числу малоамплитудных, сбросового и сдвигового типов, и распространены локально и зонально, однако, наблюдаются и сквозные серии тектонических нарушений. Разрывные нарушения, вероятно, могли служить каналами миграции как углеводородов, так и термальных рассольных вод, которые приводили к вторичным изменениям пород.

Влияние соляной тектоники показано на примере разреза скважины Аянская 88. Выделенные структурно-текстурные особенности пород отражают историю развития территории. Разрушение карбонатного резервуара происходило под действием вышележащих солей. Процессы складкообразования и разрушения залежей отмечены только в усольских карбонатных породах. Тэтэрские отложения характеризуются нормальным залеганием. По-видимому, наличие галогенной перемычки с вышележащими породами способствовали их сохранению, обеспечив скольжение вышележащего комплекса.

Для рассмотрения изменений на уровне коллектора авторы приводят краткую историю стадийности минералообразования. На стадии диа- и катагенеза происходило образование пород и перераспределение вещества. Авторы отдельно подчеркивают стадию термального катагенеза и связывают ее с влиянием траппа, который залегает непосредственно на породах среднеусольской подсвиты. Благодаря нему произошел новый этап циркуляции подземных вод и их последующее остывание. Помимо вторичного минералообразования произошло заражение УВ сероводородом, источником которого были сульфатные породы, вступившие в реакцию с окислителем-водой от парового фронта траппа.

Основными факторами, повлиявшими на резервуары юга НБА, являются:

1. *Тектонический фактор.* Влияние Байкало-Платомского надвига отразилось на разнопорядковых тектонических нарушениях структурных этажей и деформации, главным образом, соленосного структурного этажа,

проявившейся в интенсивном развитии дизъюнктивных и пликативных нарушений, связанных с проявлением соляной тектоники, которая повлияла на нижележащий подсолевой структурный этаж, приводя к дроблению и раздавливанию залежей УВ. Под мощными складками солей залежей УВ в карбонатной части подсолевого этажа нет.

2. *Геодинамический фактор.* Трапповый вулканизм в результате гидродинамической перестройки способствовал вторичному изменению пород и вторичному минералообразованию, приводящему к ухудшению коллекторских свойств (постседиментационный фактор). Наличие в переходной зоне ангидритов сульфатной лагуны при дальнейшем влиянии траппов способствовало образованию сернистых вод и дальнейшему заражению УВ в 10–15 километровой зоне. Наличие сернистых УВ значительно усложняет их добычу и переработку.

В.Ф. Подурушин¹

Тектоника Енисей-Хатангского регионального прогиба

Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП), расположенный на северной периферии Сибирской платформы, представляет собой рифтогенную структуру позднепермско-раннетриасового возраста с преимущественно мезозойским осадочным выполнением. Дорифтовая, венд-палеозойская, история этого региона обычно рассматривается с мобилистских позиций [6, 10], но к созданию моделей самого прогиба взаимодействие литосферных плит практически не привлекается. Даже специалисты, опиравшиеся на принципы мобилизма при изучении соседних областей, в пределах ЕХРП оперируют, главным образом, вертикальными движениями [10].

На тектонических (структурно-тектонических) картах и геологических разрезах в пределах ЕХРП изображаются исключительно или преимущественно пликативные структуры; разрывные нарушения отсутствуют или показываются фрагментарно и с вертикальным залеганием. В одних случаях эти фрагменты приурочиваются только к доюрским или домеловым отложениям [2, 8, 10], в других – наоборот, ограничены ванной прогиба и не имеют «корней» [9].

¹ Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

Сейсмические разрезы строятся и интерпретируются с резким искажением соотношения горизонтального и вертикального масштабов. Данный прием оправдан на этапе выявления структур, но в дальнейшем определять их реальную морфологию и кинематику необходимо при соотношении масштабов 1:1.

При построении палеотектонических профилей не снимается искающее воздействие складок и разломов.

Не учитывается связь ЕХРП с окружающей геологической средой. Описание прогиба в отрыве от своего основания (раннедокембрийского фундамента и палеозойской части чехла Сибирской платформы) создает неопределенность в проведении его западной границы, которая ошибочно переносится в глубь молодой Западно-Сибирской плиты (ЗСП), к первой складке, поперечной простиранию прогиба [4, 7 и др.]. Таким образом, в состав ЕХРП искусственно включаются инородные блоки эпигерцинской плиты, кардинально отличающиеся характеристиками фундамента и ПСЭ.

Западной границей ЕХРП следует считать краевой шов Сибирской платформы (рис. 1), который отделяет ее жесткий раннедокембрийский фундамент от более рыхлого и пластичного, преимущественно палеозойского фундамента ЗСП. Данная граница, несмотря на наложение пермо-триасового рифта, отчетливо просматривается по ряду структурных поверхностей [1, рис. 4, 6, 10].

Эволюция рассматриваемого региона определялась преимущественно горизонтальными движениями Сибирской и Карской литосферных плит (после объединения – геоблоков). Лишь в пермо-триасе преобладали вертикальные движения, связанные с одной из ветвей Сибирского суперплёма [5], возникшего под новообразованным суперконтинентом Пангея вследствие перестройки мантийных течений. Сопоставление мнений предшественников [1, 2, 8, 10 и др.] позволило разделить историю формирования верхнего структурного этажа рассматриваемого региона на этапы: V–C₂ – пассивная окраина Сибирского палеоконтинента; C₃–P₂ – Предтаймырский краевой прогиб (форланд зоны коллизии Карского и Сибирского палеоконтинентов); P₃–T₁ – рифтогенез и трапповый магматизм в кровле Сибирского суперплёма; T₂–KZ – преобладающее погружение.

Последний этап осложнен двумя эпизодами горизонтального сжатия в неокоме и неогене. Источник сжатия в обоих случаях располагался севернее ЕХРП. Под действием этого сжатия северный борт прогиба сдвигался к югу, суммарно сократив его ширину на 5–6 км. При этом осадочное выполнение в центральной части прогиба сначала выдавливалось и изгибалось вверх, а затем было сорвано с основания. Возникла крупная продольная надвиговая зона северного падения, включающая многочислен-

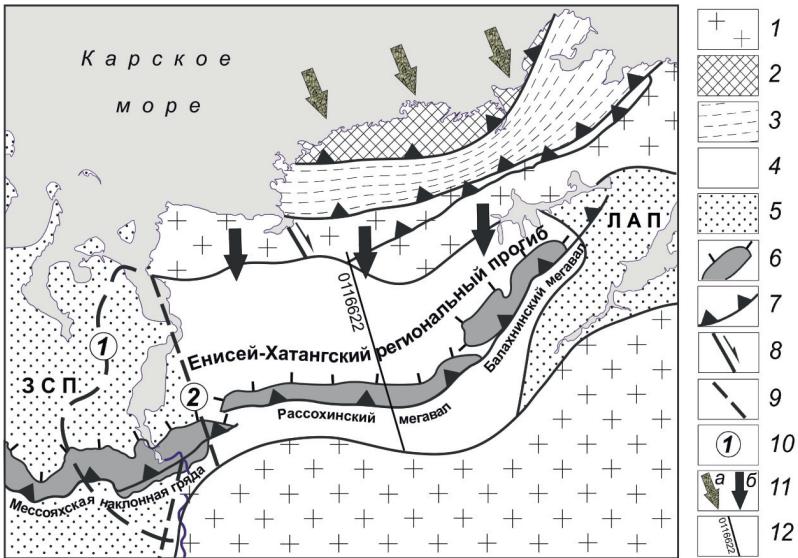


Рис. 1. Тектоническая схема Енисей-Хатангского регионального прогиба
 1 – Сибирская платформа; 2 – Карская плита; 3 – Таймырская складчато-надвиговая область; 4, 5 – мезо-кайнозойские структуры: 4 – Енисей-Хатангский региональный прогиб, 5 – Западно-Сибирская плата (ЗСП) и Лено-Анабарский прогиб (ЛАП); 6 – структуры Обско-Лаптевской гряды; 7–9 – разрывные нарушения: 7 – надвиги; 8 – сдвиги; 9 – без определения кинематики; 10 – варианты проведения западной границы ЕХРП: 1 – традиционный, 2 – предлагаемый; 11 – направление сжатия: а – в палеозое, б – в неокоме и неогене; 12 – линия профиля МОВ ОГТ 0116622

ные сближенные надвиги, а также ретронадвиг (рис. 2). Некоторые из этих нарушений являются результатом инверсии сбросов пермо-триасового рифта. Ранее, на разрезах с резко искаженным соотношением масштабов, рассматриваемая зона отсутствовала или изображалась вертикальной, реже – крутонаклонной [1, 2, 4, 8–10].

Аллохтон надвига осложнен пологими антиклинальными складками – Рассохинским и Балахнинским мегавалами (восточная часть Обско-Лаптевской гряды В.А. Балдина [2]). Их своды разбиты многочисленными разломами и размыты до верхних горизонтов средней юры, по разным оценкам, на глубину до 1.5–2.5 км [3, 4].

В предлагаемом варианте становится очевидной причина резких различий нефтегазоносности ЕХРП и ЗСП: к Западной Сибири отходит большинство известных месторождений углеводородов, включая крупные и средние, в ЕХРП остаются единичные мелкие залежи. Отсюда вытекает

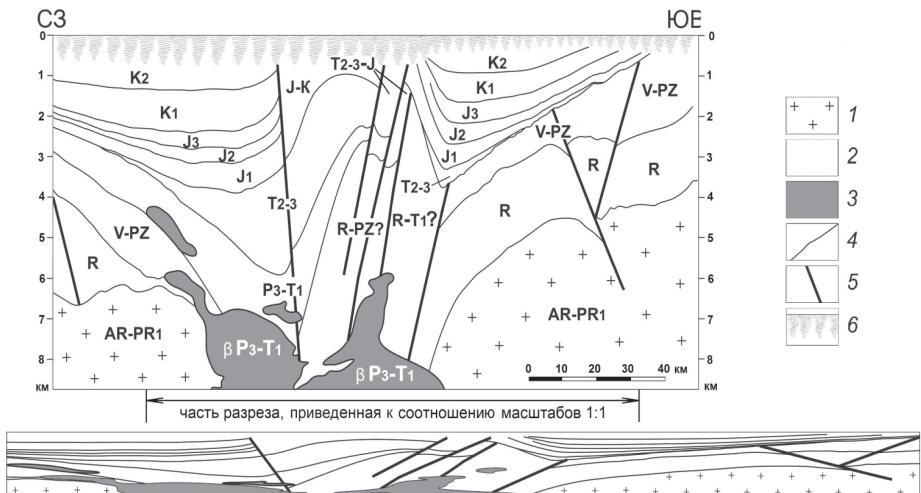


Рис. 2. Отрезок сейсмогеологического разреза по профилю 0116622 при искаженном (вверху) и реальном (внизу) соотношении вертикального и горизонтального масштабов

1 – раннедокембрийский фундамент Сибирской платформы; 2 – рифейско-кайнозойский осадочный чехол; 3 – пермо-триасовые рифтогенные базальтоиды; 4 – геологические границы; 5 – разрывные нарушения; 6 – неинформативная верхняя часть разреза

необходимость корректировки методики поисков и оценки ресурсов в прогибе.

Таким образом, ключ к пониманию тектоники ЕХРП дает теория мобилизма. Енисей-Хатангский прогиб следует рассматривать в неразрывной связи с Сибирской платформой – как пермо-триасовый рифт, осложняющий ее северную периферию. Внутреннее строение ЕХРП определяется преобладающим прогибанием в мезозое и кайнозое, на фоне которого произошли неокомская и неогеновая вспышки горизонтального сжатия, создавшие систему надвигов и валов.

Литература

1. Афанасенков А.П., Обухов А.Н., Чикишев А.А. и др. Тектоника северного обрамления Сибирской платформы по результатам комплексного анализа геолого-геофизических данных // Геология нефти и газа. 2018. № . С. 7–27.
2. Балдин В.А., Мұнасыпов Н.З., Шарафутдинов Т.Р. Уточнение границ Западно-Сибирского бассейна на Таймырском полуострове // Геология нефти и газа. 2018. № 3. С. 59–74. DOI: 10.31087/0016-7894-2018-3-59-74.

3. Болдушевская Л.Н. Геохимические критерии прогноза нефтегазоносности мезозойских отложений Енисей-Хатангского регионального прогиба и северо-востока Западно-Сибирской плиты. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Красноярск: ОИГГиМ СО РАН, 2001. 206 с.
4. Глаголев П.Л., Мазанов В.Ф., Михайлова М.П. Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба. М.: ИГиРГИ, 1994. 118 с.
5. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
6. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных поясов территории СССР: в 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
7. Тальвирский Д.Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 168 с.
8. Шнейдер Г.В., Наумов М.В., Берзон Е.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист Р-46 – Пайтурма. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2018. 389 с.
9. Унгер А.В., Никишин А.М., Кузлятина М.А. и др. История формирования инверсионных мегавалов Енисей-Хатангского бассейна. // Вест. Моск. ун-та. Сер. 4 Геология. 2017. № 2. С. 8–15.
10. Vernikovsky V., Shemin G., Deev E., et al. Geodynamics and Oil and Gas Potential of the Yenisei-Khatanga Basin (Polar Siberia) // Minerals. 2018. Vol. 8. N 510. 27 p. doi:10.3390/min8110510; www.mdpi.com/journal/minerals

В.В. Покалюк¹, И.Э. Ломакин², В.Г. Верховцев¹

Балтийско-Иранский суперлинеамент – глобальный трансевразийский пояс дислокаций и планетарной мегатрешиноватости

Обобщены сведения по разломной тектонике и глубинному строению глобального трансевразийского пояса дислокаций и планетарной мегатрешиноватости – Балтийско-Иранского (БИ) суперлинеамента; уточнены особенности его распространения, сегментации и истории развития.

¹ ГУ «Институт геохимии окружающей среды НАН Украины», Киев, Украина

² ГУ «Центр проблем морской геологии, геоэкологии и осадочного рудообразования НАН Украины», Киев, Украина

Балтийско-Иранский (БИ) суперлинеамент/тектонолинеаментный пояс в целом соответствует линеаменту, выделенному под этим названием Л.М. Расцветаевым [5, 6], а ранее под похожим названием – Г. Штилле [10]. Известны и другие наименования пояса – Эльбско-Загросский линеамент по В.А. Бушу [1–3] и Североморско-Аравийская система разломов по А.В. Горячеву [4].

1. БИ суперлинеамент/тектонолинеаментный пояс является крупнейшей трансевразийской структурой планетарного ранга – неотъемлемой составной частью закономерно пространственно ориентированного древнего регматогенного разломного каркаса Евразии, образованного на ранних этапах формирования жесткой земной коры под влиянием глобальных напряжений, связанных с фактором ротации Земли и земных оболочек. Наиболее явно и непрерывно линеаментный пояс проявлен от Северного моря и юго-западной оконечности Скандинавии до залива Оман и Макранских гор (5100 км). Вместе с Макранским звеном протяженность пояса составит 5800 км. Ширина пояса оценивается в 250–300 км, местами (Загрос-Месопотамия) до 500 км.

2. БИ пояс крайне разнообразен на разных своих отрезках, состоит из различных морфо-тектонических геоструктурных элементов, субпараллельных и кулисно подставляющих друг друга по простиранию – разломных зон, линейных грабенов, валообразных поднятий и горстов, складчатых прогибов и орогенов, шовных зон и др. Он рассекает или разобщает (является граничным) очень разные по своему характеру и рангу блоки земной коры (древние и молодые платформы, щиты, зоны мезо-кайнозойской эпиплатформенной орогении, складчатые коллизионные зоны), являясь при этом единой трансконтинентальной сквозной структурой длительного унаследовательного развития на фоне многочисленных инверсий и миграций тектогенеза. Сопряжение и объединение всех этих разнородных элементов в составе одного пояса концентрации глубинных разломов контролируется долгоживущей квазистационарной упорядоченной планетарной регматической сетью, ее северо-западной диагональной системой.

3. БИ пояс разделяется в продольном направлении на две части наиболее крупного ранга – преимущественно палеорифтогенную (Скания – Добруджа) и коллизионно-сдвигово-орогенную (Восточный Понт – Макран), которые различаются между собой по возрасту главных фаз тектогенеза, структурному рисунку разломов и преобладающему динамическому режиму формирования. Первая развивалась в условиях доминирующей транстенсии (сдвига с растяжением), в особенности на каледонском и герцинском этапах развития с венда и до начала мела, для второй более характерны условия транспрессии (сдвига со сжатием) в Mz–Cz эпохи развития.

4. Кинематика обоих крыльев суперлинеамента за мезо-кайнозойский (возможно и более древний) период развития характеризовалась существенно правосдвиговой составляющей деформаций и малоамплитудных дислокаций, хотя на региональном уровне вторичных и оперяющих структур в разные периоды времени имели место иные типы движений. По отношению к протяженности всего пояса, оцениваемой от 5000 до 11 000 км, суммарные сдвиговые дислокации составляют в большинстве случаев не более 1–2% и могут быть охарактеризованы в планетарном масштабе как относительно малоамплитудные, соизмеримые с мощностью литосферы.

Геодинамический режим формирования и развития пояса в целом нельзя описать каким-либо одним типом – рифтогенным, или коллизионным. В нем периодически чередуются, как в продольном направлении, так и в поперечном, региональные и надрегиональные зоны растяжения (рифтогенные) и сжатия (коллизионные). В этом проявляется глобальность пояса, объединение/сопряжение в нем разных геодинамических режимов, а также волновой характер тектонического процесса, его гомологичность на разных иерархических уровнях.

5. БИ тектонолинеаментный пояс обнаруживает поразительное сходство во многих аспектах вплоть до деталей с поясом Карпинского (Сарматско-Туранским суперлинеаментом). Для обоих отмечаются одинаковые закономерности строения и развития, что предполагает их тесную генетическую и динамическую связь. Наблюдается совершенно аналогичное разделение линеаментных поясов на существенно рифтогенные Рz-Mz части в своих северо-западных крыльях и существенно коллизионно-сдвигово-орогенные Mz-Cz части в юго-восточных крыльях. Совершенно поразительно подобие поясов, проявленное в их одинаковой продольной сегментации/зональности, последовательности чередования отдельных структурных звеньев, находящих парные тектонотипические аналогии (рис. 1). Прежде всего, обращает на себя внимание сходство в структуре дистальных окончаний поясов – это двухлучевое рифтогенное расщепление на северо-западе (веер Торнквиста ~ Припятский расщепленный прогиб) и дугообразное коллизионно-орогенное сочленение с поперечной диагональной тектонолинеаментной системой на юго-востоке (Макранское звено БИ пояса ~ Южно-Тяньшаньское звено линеамента Карпинского). Показательна также однотипная структурная позиция центральных звеньев, представленных в обоих случаях молодыми морскими бассейнами с субокеанической корой – Черноморским и Каспийским, разделяющими существенно палеорифтогенные и коллизионно-сдвигово-орогенные «крылья» обоих поясов. Выявляют близкие аналогии и сами «крылья»: Датско-Польский трог/авлакоген подобен авлакогену Большого Донбасса, при этом Свентокшиское складчатое сооружение соответствует

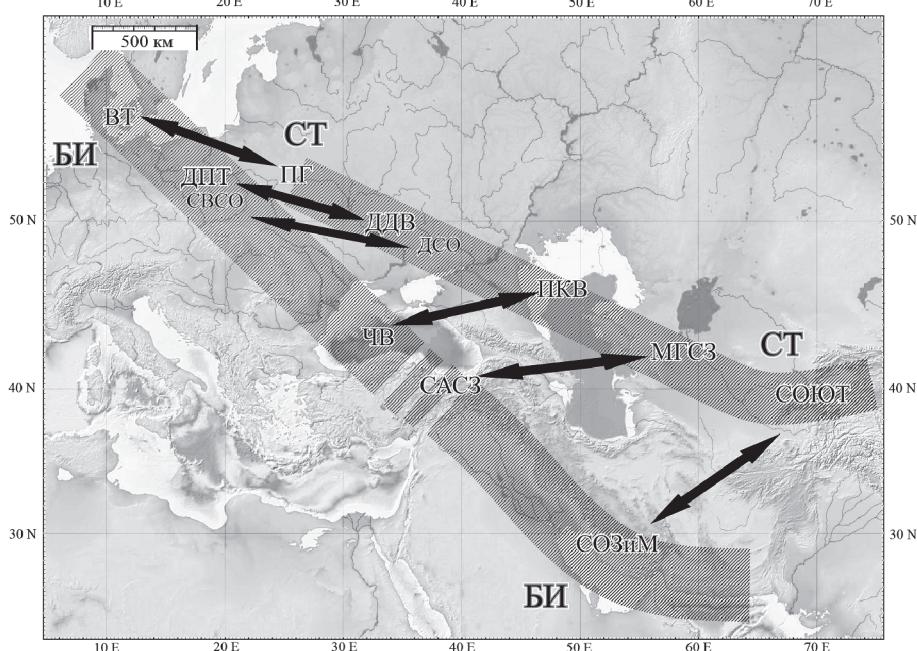


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая парные тектонотипические аналогии между различными структурными звеньями Балтийско-Иранского (БИ) и Карпинско-го (Сармато-Туранского (СТ)) тектонолинеаментных поясов

Наименования структурных звеньев: ВТ – Веер Торнквиста; ПГ – Припятский грабен (расщепленный); ДПТ – Датско-Польский трог; ДДВ – Днепрово-Донецкая впадина; СВСО – Свентокшицкая складчатая область; ДСО – Донецкая складчатая область; ЧВ – Черноморская впадина; ПКВ – Прикаспийская впадина; САСЗ – Северо-Анатолийская сдвиговая зона; МГСЗ – Мангышлак-Гиссарская сдвиговая зона; СОЗиМ – складчательный ороген Загроса и Макрана; СОЮТ – складчательный ороген Южного Тянь-Шаня

складчатому Донбассу [8, 9]; зона Северо-Анатолийского сдвига – близкий гомолог зоны Донбасс-Зеравшанского трансрегионального постколлизионного сдвига (Мангышлак-Гиссарской системы разломов).

Таким образом, все эти структурные аналогии совершенно четко указывают на общий механизм и общую историю формирования обоих поясов, тесно связанных с глобальным полем напряжений земной коры. Природу этого глобального поля напряжений исследователи связывают с ротационным режимом Земли и земных оболочек [7].

6. БИ суперлинеамент является сквозной структурой косого сопряжения по отношению к Средиземноморскому подвижному поясу альпийской

складчатости. Под углом 20–30° он рассекает этот субширотный ЗСЗ-ВЮВ пояс и выходит за его пределы в области более древней консолидации. Учитывая долгоживущий (верхний протерозой – кайнозой) характер БИ пояса и его квазистационарное положение на протяжении всей истории формирования, а также отсутствие масштабных в несколько сотен километров сдвиговых перемещений вдоль него и в узлах пересечения с поперечными тектонолинеаментными поясами близкого ранга, представляется маловероятной мобилистская модель схождения Афро-Аравии и Евразии. Предпочтительна модель деструкции (дробления) некогда единого Афро-Евразийского континента в потенциально сдвиговом поле относительно малоамплитудных (в планетарном масштабе) деформаций.

Литература

1. *Буш В.А.* Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии // Геотектоника. 1983. № 3. С. 15–31.
2. *Буш В.А.* Системы трансконтинентальных линеаментов Евразии / Космическая информация в геологии. Отв. ред.: В.Г. Трифонов, В.И. Макаров, Ю.Л. Сафонов, П.В. Флоренский. М.: Наука, 1983. С. 287–298.
3. *Буш В.А.* Трансконтинентальные линеаменты и проблемы мобилизма // Геотектоника. 1983. № 4. С. 14–25.
4. *Горячев А.В.* Глубинные разломы и структурные неоднородности земной коры // Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 32–48.
5. *Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизьюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 171–181.
6. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–216.
7. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю.* Вращение Земли и планетарные зоны скальвания, сжатия и растяжения / Материалы Четвертой Тектонофизической конференции. Раздел 5. Общие теоретические вопросы тектонофизики и проблемы геодинамики. Москва: ИФЗ РАН, 2016. Т. 2. С. 545–552.
8. *Шатский Н.С.* О прогибах Донецкого типа. Избранные труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 544–553.
9. *Шатский Н.С., Богданов А.А.* О Международной тектонической карте Европы, масштаб 1: 2 500 000 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 3–25.
10. *Штилле Г.* Древнейшие направления в тектонике Европы. Избр. Труды. М.: Мир, 1964. С. 602–625.

Формации, история развития и перспективы нефтегазоносности триасовых осадочных бассейнов Западного Предкавказья

Доюрские осадочные отложения запада Скифской плиты принято выделять в качестве самостоятельного переходного (тафрогенного, промежуточного, доплитного и т.д.) комплекса, залегающего между складчатым основанием молодой платформы и платформенным чехлом. Несмотря на многолетнюю историю их изучения, среди геологов нет единства в понимании стратиграфического объема, условий формирования и перспектив нефтегазоносности этих отложений. Выполненные нами детальные исследования позволили получить результаты и сделать выводы, существенно отличающиеся от предшествующих [1, 4 и др.].

Разрез триаса начинается красноцветными и пестроцветными континентальными отложениями индского яруса (леушковская свита) [5], выделяемыми нами в качестве грубообломочной красноцветной континентальной формации. Сохранились они от размыва в немногочисленных локальных депрессиях рельефа поверхности палеозойского фундамента.

Нижняя часть разреза леушковской свиты сложена конгломератобрекчиями, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. В некоторых скважинах присутствуют валунно-галечниковые отложения. Верхняя часть представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослойями гравелитов и мелкообломочной брекчии. В кровле местами появляются тонкие прослои доломитов. Залегает свита несогласно на палеозойских сланцах [5].

Зона развития формации прослеживается от Ставропольского свода на востоке до Канеловского разлома на западе, сильно сужаясь в этом направлении. На юго-западе она граничит с Восточно-Кубанской впадиной.

Морская сероцветная терригенная формация нижнего и среднего триаса распространена на стыке Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Соответствует по объему ирклиевской серии [2]. На севере ее развитие ограничено южным склоном Ростовского выступа кристаллического фундамента древней платформы и Калнибоготско-Сальской зоной поднятий, на западе – Канеловским разломом, на юге – Алексеевским валом, на восток простирается вдоль последнего в Центральное Предкавказье.

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Накопление формации происходило со второй половины индского и до середины ладинского веков в условиях углубляющегося морского бассейна, сопровождалось формированием в прибрежной и мелководной зонах мощной толщи терригенных отложений. В наиболее погруженной части бассейна разрез представлен преимущественно аргиллитами и алевролитами с подчинёнными прослойями глинистых мергелей и песчаников. В оленекских отложениях обнаружены дайки кварцевых диабазов, которые являются возможными каналами излившихся базальтов, приуроченных к верхнеанизийским–нижнеладинским отложениям. На Челбасской площади в верхней части разреза ирклиевской серии (староминская свита) вскрыты пласти базальтов мощностью от 6 до 20 м. Севернее в прибрежно-морских условиях разрез серии сложен преимущественно песчаниками и аргиллитами с прослойми гравелитов и мелкообломочных конгломератов.

Вдоль северо-восточного обрамления Каневско-Березанской раннекиммерийской складчатой зоны, включая узкую северо-западную центриклиналь Восточно-Кубанской впадины, развиты отложения березанской серии – возрастного аналога ирклиевской серии. В составе первой из них выделены внизу бузиновская, а вверху – выселковская свиты, сложенные тонким чередованием глинистых известняков, мергелей и известковистых аргиллитов. Между ними залегает каневская свита, представляющая собой горизонт массивных органогенно-обломочных известняков с прослоем известняковой конгломерато-брекчии. На некоторых площадях (Восточно-Крыловская, Березанская, Бриньковская, Граничная др.) вскрыты пласти базальтов. Серия представляет собой карбонатную формацию, которая охватывает верхнеиндский подъярус, оленекский и анийский ярусы, нижнеладинский подъярус.

В пределах Каневско-Березанской зоны отдельными скважинами вскрыты тонкослоистые известковистые отложения березанской серии, содержащие в верхней части разреза пласти базальтов выселковской свиты мощностью от 6 до 50 м. Карбонатная формация также вскрыта бурением на некоторых площадях Адыгейского выступа.

Весьма интересной в формационном отношении представляются залегающие выше отложения крыловской свиты (верхнеладинский подъярус – карнийский ярус). Распространена преимущественно в пределах Ирклиевско-Ладовской зоны в северной части запада Скифской плиты. Сложена чередованием тонкослоистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, реже мергелей. Характерной особенностью свиты является наличие в разрезе дацитов, риодакитов и риолитов. На некоторых площадях, например, Староминской, скв. 100, вулканогенные породы резко преобладают в разрезе, слагая существенно вулканогенную толщу в 670 м. На других площадях, например, Кугоейской (центральная часть Добрень-

ковской синклинали) вулканические породы отсутствуют. Данный комплекс пород может быть выделен в качестве вулканогенно-терригенной формации. Встречена она также в разрезе некоторых скважин Каневско-Березанской зоны.

В пределах Тимашевской ступени в скважинах вскрыт несколько иной разрез крыловской свиты (вулканогенно-терригенная формация). Максимальная ее мощность установлена на Тимашевской площади – 1134 м. В основании свита сложена переслаивающимися песчаниками и аргиллитами (66 м). Выше залегают яшмовидные породы, радиоляриты и радиоляриевые аргиллиты (439 м). Еще выше разрез представлен преимущественно дакитами с прослоями аргиллитов (300 м). Суммарная мощность пластов вулканических пород составляет 228 м. Верхняя пачка сложена переслаивающимися пластами дакитов и аргиллитов (329 м). Общая мощность вулканических пород 167 м. Отложения свиты погружаются к югу с одновременным увеличением мощности вулканических пород и кремнистости осадочных, в том числе за счет радиолярий, а также происходит фациальное замещение песчаников тонкими прослоями алевролитов. Все это указывает на значительные глубины морского бассейна и удаленность от области сноса обломочного материала.

Вышележащая морская терригенная (аргиллито-алевролитовая) формация верхнего триаса залегает с размывом на подстилающих отложениях. Широко представлена в разрезах скважин Каневско-Березанской зоны при отсутствии в других районах. В составе формации преобладают аргиллиты при подчиненном значении алевролитов, встречаются редкие прослои песчаников и известняков.

Завершающая доюрский разрез карбонатная формация верхнего триаса (верхи норийского яруса) развита в Ирклиевско-Ладовской и Каневско-Березанской зонах, реже на Адыгейском выступе. Разрез сложен темно-серыми, тонкозернистыми, массивными известняками, с глинистыми прослоями, содержащими углистые остатки. В строении формации принимают участие также темно-серые и серые, местами бурые доломиты и доломитовые мергели с редкими глинистыми прослоями.

Таким образом, условия седиментации в триасовых осадочных бассейнах запада Скифской плиты отличались большим разнообразием – от континентальных до морских, в том числе глубоководных. Произведено районирование территории с выделением структурно-формационных зон. Установлено, что триасовый цикл седиментации начался с накопления красноцветной терригенной формации нижнего триаса. В индском, оленекском и анизийском веках осадконакопление в Ирклиевско-Ладовской и Азово-Кавказской зонах происходило в разных фациальных условиях: в прибрежно-морских и мелководных в первой и относительно глубоководных во второй. Начиная с ладинского века, до норийского включитель-

но седиментация в обеих зонах происходила в одинаковых мелководных условиях, а в пределах Тимашевской – в глубоководных. Осадконакопление сопровождалось накоплением карбонатной формации верхнего триаса.

Триасовые отложения на большей части территории дислоцированы, испытали значительные постседиментационные изменения, что привело к существенной потере ими первичных емкостно-фильтрационных свойств. Наиболее перспективны в нефтегазоносном отношении карбонатные толщи [3]. Анализ материалов опробования в скважинах свидетельствует о возможности формирования в этом комплексе пород самостоятельных залежей углеводородов. Морфология резервуаров в низкопроницаемых карбонатных отложениях в значительной степени будет контролироваться участками развития вторичных коллекторов, связанных зонами новейшей тектонической трещиноватости. Определены зоны вероятного развития рифогенных построек.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края, проект 19-45-230005 р_а.

Литература

1. *Летавин А.И.* Тафрогенный комплекс молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1978. 148 с.
2. *Попков В.И., Чашкий В.П., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Строение ирклиевской серии триасовых отложений Западного Предкавказья // Геология, география и глобальная энергия. 2020. № 1(76). С. 38–45.
3. *Попков В.И., Чашкий В.П., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Верхнетриасовая газоносная карбонатная формация Западного Предкавказья // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2020. Т. 15. № 2. http://www.ngtp.ru/tub/2020/13_2020.html
4. Решение 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (триас). Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 36 с.
5. *Чашкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Континентальные отложения нижнего триаса запада Скифской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2020. № 1(76). С. 57–66.

Геологическая модель для юридического закрепления внешней границы континентального шельфа России в Северном Ледовитом океане

Обязательным условием обоснования внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) при классификации положительных структур морского дна в качестве подводных возвышенностей в терминах Статьи 76 Конвенции ООН по морскому праву [3] является наличие непрерывной геологической связи между этими структурами и прилегающими к ним континентальными массами (в терминах Конвенции – классификация этих структур как естественных компонент континентальной окраины) не только в настоящее время, но и в обозримом геологическом прошлом [5]. Применительно к Заявке России на расширение ВГКШ в Северном Ледовитом океане это требование выражается в необходимости обоснования непрерывной геологической связи между Евразией и комплексом Центрально-Арктических поднятий (ЦАП), включающим в себя хребет Ломоносова, поднятие Альфа-Менделеева, Чукотское плато и разделяющие указанные поднятия котловины.

Имеющиеся батиметрические, геологические и геофизические данные свидетельствуют о геологической связи комплекса ЦАП и Евразии на современном этапе их развития [1]. Однако среди опубликованных моделей мезозойско-кайнозойской эволюции Арктического бассейна [8–10, 12, 14] ни одна не демонстрирует сохранения этой геологической связи в обозримом геологическом прошлом. В одних моделях формирование Арктического бассейна предполагает обширные сдвиговые движения вдоль восточного борта хребта Ломоносова и океаническую природу комплекса ЦАП [8–9, 14]. В других моделях протяженные сдвиги приурочены к восточному борту поднятия Альфа-Менделеева [10, 12], что не находит подтверждения в доступных сейсмических данных, а также геологических подтверждений на прилегающей суще.

Разработанная трехэтапная геологическая модель демонстрирует геологическое единство структурных элементов комплекса ЦАП и прилегающих континентальных масс Евразии на всем протяжении мелкайнозойской истории развития Арктического бассейна. Кинематика движений и геологические процессы, рассматриваемые в модели, выверены

¹ ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

с учетом юридических аспектов Конвенции ООН по морскому праву [3], Научно-технического руководства [5] и практики работы Комиссии ООН по границам континентального шельфа. Следующие положения являются ключевыми для разработанной геологической модели:

1. Современная Чукотка и Южно-Ануйская сутурная зона являются структурными проявлениями процесса аккретирования к Евразии микроплиты Арктическая Аляска – Чукотка в раннемеловое время [7]. Формирование Южно-Ануйской сутуры происходило в условиях транспрессии, свидетельств проявления которой после 100 млн лет не обнаруживается в геолого-геофизических данных.

2. Аккретированная к Евразии микроплита Арктическая Аляска – Чукотка по структурным особенностям состоит из двух областей: Северной и Южной [13], граница между которыми проходит по фронту надвига Врангеля-Геральда. Южная область представляет собой часть микроплиты, деформированную во время чукотской фазы складчатости (позднекиммерийская орогенация). К северу от надвига структуры микроплиты не подверглись мезозойским деформациям, что подтверждается обнаружением в Центральной зоне о. Врангеля полого залегающих отложений карбона на метаморфическом неопротерозойском фундаменте [6].

3. Формирование Канадской котловины в период времени 150–130 млн лет компенсировалось не протяженным сдвиговым разломом вдоль восточного борта поднятия Альфа-Менделеева [10, 12], а рифтогенезом, рассеянным по всей площади комплекса ЦАП (этап 1). Частичная компенсация растяжения в Канадской котловине происходила вдоль долговременной сдвиговой системы, образовавшейся в палеозое, и простирающейся от Северной Гренландии на запад до Аляски вдоль северной окраины Лаврентии, которая испытала реактивацию в мезозое [11].

4. Растяжение коры в пределах комплекса ЦАП в позднем мелу (этап 2) происходило повсеместно, однако сильнее всего оно проявилось в пределах бассейнов Подводников, Макарова, Менделеева, Толля и Наутилус, что привело к формированию современных субокеанических котловин. Мы предполагаем, что механизм горизонтального растяжения комплекса ЦАП сопровождался процессом вертикального погружения вышеперечисленных бассейнов, возможный механизм которого описан в ряде работ [2, 4]. Комбинация процессов локализованного горизонтального растяжения и вертикального погружения обусловила значительное утонение коры в бассейнах комплекса ЦАП без существенного изменения размеров области ЦАП в целом.

5. Постепенная пропагация оси спрединга Евразийского бассейна к полюсу его раскрытия в район дельты р. Лены (этап 3) в кайнозое, а также обширный синхронный этому процессу континентальный рифтогенез на шельфе моря Лаптевых, позволяют исключить из геологической модели

эволюции протяженный Хатангско-Ломоносовский сдвиговый разлом. Это дает основание рассматривать хребет Ломоносова как естественный компонент континентальной окраины Евразии.

Разработанная модель демонстрирует, что после аккреции к Евразии микроплиты Арктическая Аляска – Чукотка в раннемеловое время комплекс ЦАП является естественным компонентом континентальной окраины Евразии в терминах Статьи 76 Конвенции ООН по морскому праву. Процессы, которые бы нарушили возникшую между ними геологическую связь на протяжении мел-кайнозойской эволюции Северного Ледовитого океана, не происходили.

Литература

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / Ред. В.Д. Каминский. СПб: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Артюшков Е.В. Механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Растижение литосферы или эклогитизация? // Геология и геофизика. 2010. № 12. С. 1675–1686.
3. Конвенция ООН по морскому праву. Монтеро-Бэй: ООН, 1982. 277 с.
4. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М., Котелкин В.Д. Развитие модели верхнемантийной конвекции, сопряженной с зоной субдукции, с приложениями к мел-кайнозойской геодинамике центрально-восточной Азии и Арктики // Геодинамика и тектонофизика. 2021. № 12(3). С. 455–470. DOI: 10.5800/GT-2021-12-3-0533.
5. Научно-техническое руководство Комиссии по границам континентального шельфа. Нью-Йорк: ООН, 1999. 90 с.
6. Соколов С.Д., Лучицкая М.В., Мусеев А.В. Тектоническая позиция и геодинамические обстановки неопротерозойского гранитоидного магматизма Восточной Арктики. // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 483. № 2. С. 5–10. DOI: 0.31857/S2686739720080204.
7. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В. и др. Тектоническая позиция Южно-Антарктической сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72. DOI: 10.31857/S0016853X21050088.
8. Gaina C., Medvedev S., Torsvik T. et al. 4D Arctic: A Glimpse into the Structure and Evolution of the Arctic in the Light of New Geophysical Maps, Plate Tectonics and Tomographic Models // Surv. Geophys. 2014. Vol. 35. P. 1095–1122. DOI: 10.1007/s10712-013-9254-y.
9. Grantz A., Hart P.E., Chidders V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean // Arctic Petroleum Geology. Geological Society of London Memoir. 2011. Vol. 35. P. 700–771. DOI: 10.1144/M35.50.
10. Hutchinson D.R., Jackson H. R., Houseknecht D.W. et al. Significance of Northeast-Trending Features in Canada Basin, Arctic Ocean // Geochemistry.

Geophysics. Geosystems. 2017. Vol. 18. № 11. P. 4156–4178. DOI: 10.1002/2017GC007099.

11. McClelland W.C., Strauss J.V., Colpron M. et al. Taters versus Sliders: Evidence for a Long-Lived History of Strike-Slip Displacement along the Canadian Arctic Transform System (CATS) // GSA Today. 2021. Vol. 3. № 7. P. 3–11. DOI: 10.1130/GSATG500A.1.
12. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S. et al. Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 – Mesozoic to Cenozoic geological evolution // Earth Sci. Rev. 2021. Vol. 217. 103034. DOI: 10.1016/j.earscirev.2019.103034.
13. Pease V. Eurasian orogens and Arctic tectonics: An overview // Arctic Petroleum Geology. Geological Society of London Memoir. 2011. Vol. 35. P. 311–324. DOI: 10.1144/M35.20.
14. Shephard G.E., Muller R.D., Seton M. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // Earth-Science Reviews. 2013. Vol. 124, P. 143–183. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.05.012.

Е.С. Пржиялговский¹

Строение Нарынской и Атбашинской внутригорных впадин и оценка позднекайнозойского сокращения ширины Срединного Тянь-Шаня

Высокогорная область Тянь-Шаня сформировалась на позднем этапе коллизии Индийской и Евразийских плит, захватив сегмент Центрально-Азиатского палеозойского складчатого пояса. Все коровьи комплексы, включая герцинско-калевонской фундамент и многокилометровый осадочный чехол, накопившийся на стадии платформенного развития в мезозое–кайнозое, были интенсивно деформированы в обстановке меридионального сжатия. Деформация и сокращение ширины орогенного пояса продолжаются и поныне. По некоторым данным Срединный Тянь-Шань сокращается по ширине примерно на 20 мм/год, компенсируя около 50% современного индо-азиатского сближения [1, 2], что, однако, вряд ли отражает динамику развития структуры региона в течение геологически значимого периода.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Для Тянь-Шаня в целом и его отдельных частей неоднократно производились расчеты горизонтальной составляющей деформации, использующие разные методические подходы. Существенный разброс результатов исследований последних лет не позволяет считать эту задачу окончательно решенной. По некоторым расчетам [3] «распрямление» поверхности деформированного предпалеогенового пенеплена на отдельных меридиональных разрезах дает сокращение примерно на 6% от первоначальной длины профилей. Суммирование предполагаемых смещений по глубинным надвигам позволяет оценить поперечное сокращение Центрального Тянь-Шаня в позднем кайнозое в интервале от 35 до 80 км [4] в зависимости от наклона разломов. Это означает от 20 до 60% меридионального сокращения этой области.

Для сравнения часто привлекаются данные о современных движенииах поверхности, перемещение реперов геодезического GPS мониторинга относительно Казахской платформы [2] закономерно уменьшается с юга на север, изменяясь в центральной части Тянь-Шаня от 10 до 4 мм/год. Это означает сближение границ области НБА примерно на 6 мм/год. При такой скорости горизонтальной деформации ширина НБА с конца неогена могла бы сократиться на 15 км (на 16.6% от первоначальной рассчитанной ширины 90 км).

Не вызывает сомнения, что оценка суммарного меридионального сжатия альпийского этапа в значительной степени зависит от детальности расшифровки геометрии и стиля деформационных структур. Построенный на основании комплексных геолого-геофизических исследований геологический профиль, пересекающий триаду альпийских структур «Нарынская впадина – поднятие Байбичетоо – Атбашинская впадина» (НБА) [6], детально характеризует складчато-разломную структуру кайнозойского чехла и предоставляет новый материал для тектонических реконструкций в этом ключевом сегменте Тянь-Шаня. Представительность этого разреза для анализа и реконструкций обосновывается не только детальностью расшифровки структуры, но также ее двумерностью в выбранном сечении [6].

Нарынская и Атбашинская внутригорные впадины заполнены кайнозойскими терригенными осадочными породами, мощность которых по геофизическим данным превышает 3.5 км. Литологические особенности отложений впадин указывают, что в течение олигоцена, миоцена и до конца плиоцена на месте двух впадин существовал единый внутриконтинентальный бассейн седиментации [6]. В конце неогена бассейн испытывает морфоструктурную дифференциацию – происходит его расчленение на отдельные прогибы, разделенные поднятием Байбичетоо. Именно с этого времени, до и после отложения раннеплейстоценовой молассы весь комплекс осадочных пород был интенсивно деформирован и частично денудировался в поднятиях.

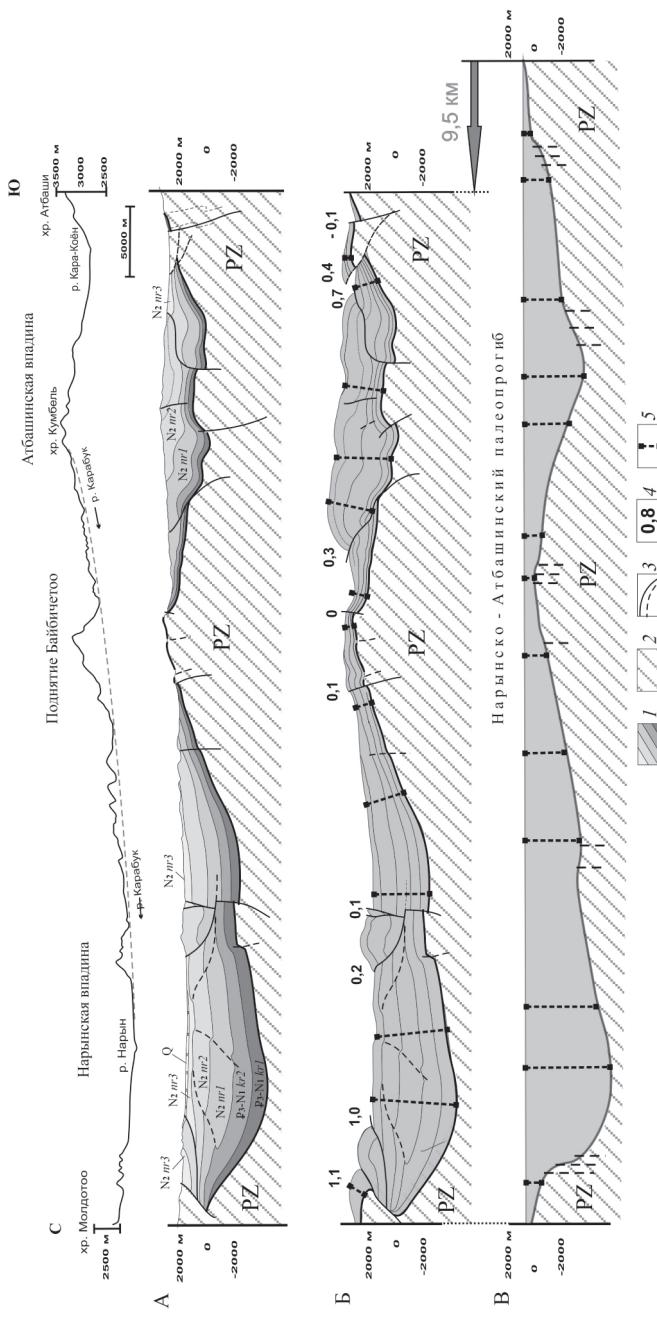


Рис. 1. Реконструкция строения Нарынско-Албашинского палеобассейна к концу плиоцена и определение величины последующей горизонтальной деформации. **А.** Геологический разрез системы НВА, по [6]. Вверху – рельеф с увеличенным вертикальным масштабом. **Б.** Современная структура с реконструкцией денудированных пород. **В.** Реконструкция палеобассейна к концу плиоцена.

1 – палеоген-неогеновые отложения осадочного чехла; 2 – палеозойский фундамент; 3 – разломы; 4 – амплитуды горизонтальных смещений по взбросам и надвигам; 5 – мощности осадочного чехла в различных сегментах разреза

В качестве объекта анализа на детальном разрезе системы НБА (рис. 1 А) нами был выбран весь кайнозойский осадочный чехол за исключением нижнеплейстоценовых грубообломочных отложений, залегающих с угловым несогласием. Помимо базисного положения всех методик расчетов сбалансированных разрезов – постоянства объема (площади на разрезе) деформированных пород, нами учитывались вариации мощностей отложений. На первом этапе реконструкции были восстановлены денудированные части чехольного комплекса с учетом определенного нами стиля деформаций и тенденций изменения мощностей каждой свиты, определенных в процессе комплексных геолого-геофизических исследований (рис. 1 Б). На построенном разрезе были определены истинные мощности чехла в разных сегментах системы НБА и горизонтальные составляющие смещений по всем разломам. Реконструкция додеформационного строения осадочного бассейна (рис. 1 В) осуществлялась с учетом сокращения расстояния между выбранными участками замеров мощностей. С этой целью суммировались горизонтальные смещения и складчатые деформации кровли чехла. Главным критерием корректности построений являлась равенство площадей (удельного объема) отложений чехла в обоих разрезах Б и В, что потребовало незначительной коррекции.

Построенный додеформационный разрез системы НБА демонстрирует генерализованную тектоническую структуру более раннего этапа развития – неравномерного конседиментационного прогибания с накоплением многокилометрового осадочного чехла в трогах (рис. 1 В). Рельеф бассейна до деформации не показан: по литологическим признакам его расчлененность к концу плиоцена была незначительной [6].

Определенное на основании сопоставления длин разрезов общее меридиональное сокращение системы НБА в течение кайнозоя составляет около 10 км (12% от первоначальной ее ширины). Для сравнения приведем оценки сокращения НБА, рассчитанные нами на основе других критериев. Близки к указанной величине оценки горизонтального сокращения, сделанные путем «распрямления» кровли нарынской свиты (верхней толщи разреза чехла) – 11%. По сумме горизонтальных смещений по всем разломам общее сокращение системы составляет 5%, что указывает на существенную складчатую компоненту общей деформации. Очевидно, завышенные и теоретически не вполне корректные значения могут быть получены при «распрямлении» поверхности пенеплена, структура которого отражает интегральную деформацию всех фаз развития, включая конседиментационное прогибание.

Отметим, что величина деформаций на отдельных сегментах профиля заметно различается. Более деформирован чехол Атбашинской впадины, ее ширина уменьшилась в данном разрезе на 6 км (около 17%),

тогда как борта более широкой Нарынской сблизились всего на 3.7 км (8%).

Полученные нами величины меридионального сокращения (горизонтальной составляющей деформации) сопоставимы с некоторыми значениями, приводимыми другими исследователями для Нарынской впадины [5, 7], однако, самими авторами отмечается недостаточность информации о реальной геологической структуре, а протяженность расчетных разрезов не позволяет делать обоснованные обобщения.

В заключение отметим главные результаты проведенного исследования. (1) На основании детального анализа структуры кайнозойского чехла системы НБА проведена палеотектоническая реконструкция строения представительного сегмента Срединного Тянь-Шаня к началу позднекайнозойской орогении. Морфология единого до конца неогена палеобассейна отвечает стадии длительного конседиментационного прогибания поверхности фундамента в условиях, кардинально отличающихся от финальной фазы деформаций, что является основанием для предметного изучения геотектонической обстановки зарождения и ранних фаз развития кайнозойских внутригорных бассейнов Тянь-Шаня. (2) Для главной фазы тектонической перестройки осадочного чехла (в обстановке меридионального сжатия), начавшейся в начале плейстоцена, рассчитана общая горизонтальная деформация (около 12%), которая позволяет скорректировать результаты оценок, сделанных ранее по косвенным критериям. (3) Продемонстрирована неравномерность проявления деформаций в разных сегментах изученного разреза, что подчеркивает малую информативность определения параметров деформации на профилях небольшой протяженности.

Исследования выполнены по теме госзадания Геологического института РАН.

Литература

1. Molnar P., Ghose S. Seismic moments of major earthquakes and the rate of shortening across the Tien Shan // Geophys. Res. Lett. 2000. № 27. P. 2377–2380.
2. Zubovich A.V., Makarov V.I., Kuzikov S.I. Intracontinental mountain formation in Central Asia according to satellite geodesy data // Geotectonics. 2007. № 1. P. 16–29.
3. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1986. 315 с.
4. Abdurakhmatov K.E., Weldon R., Tompson S.C. et al. Origin, direction, and rate of modern compression of the Central Tien Shan (Kyrgyzstan) // Russian geology and geophysics. 2001. № 42 (10). P. 1585–1609.
5. Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M. et al. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia // J. Geophys. Res. 2002. № 107. P. 7–32.

6. Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Морозов Ю.А., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Баталева Е.А. Геолого-геофизический трансект Срединного Тянь-Шаня через Нарынскую и Атбашинскую впадины // Геодинамика и тектонофизика. 2021 (в печати).

7. Goode J.K., Burbank D.W., Bookhagen B. Basin width control of faulting in the Naryn Basin, south-central Kyrgyzstan // Tectonics. 2011. № 30. TC6009.

В.В. Прийменко¹, А.Н. Глухов¹

**Позднемеловой окраинно-континентальный рифтогенез
и Au-Ag адуляр-серицитовое оруденение
(Северо-Восток Азии)**

На Северо-Востоке широко проявлен окраинно-континентальный магматизм, связанный с субдукционными процессами в девонское (Кедонский вулканогенный пояс), позднеюрско-раннемеловое (Олайский, Удско-Мургальский и Уяндино-Ясачненский пояса) и ранне-позднемеловое (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс – ОЧВП) время и др. С известково-щелочными вулкано-плутоническими ассоциациями этих поясов связаны эпiterмальные золото-серебряные и порфировые медно-молибденовые месторождения и рудопроявления. Зачастую они пространственно совмещены, однако, как их генетические взаимоотношения, так и место в тектонической эволюции континентальных окраин, представляются неоднозначными и дискуссионными [5, 17, 19].

В современных классификациях [19], выделяется три геологогенетических типа Au-Ag месторождений: high- (HS), intermediate- (IS), low-sulfidation (LS). Первые два типа как правило связаны с медно-молибден-порфировыми рудно-магматическими системами, а LS чаще всего самостоятельны и не связаны с минерализацией других типов. В настоящее время большинством исследователей признается их тесная связь с посторогенным рифтогенезом, маркирующим завершение субдукционных и коллизионных процессов [17, 19]. Наиболее яркими примерами являются гигантские Au-Ag месторождения Крипл-Крик и Балей-Тасеевка, сформированные, соответственно, в обстановках постсубдукционного и постколлизионного растяжения. По этой причине можно считать LS Au-

¹Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило Дальневосточного отделения РАН, Магадан, Россия

Ag месторождения маркером данных геодинамических обстановок. На Северо-Востоке Азии аналогичным примером является раннемеловая Au-Ag (LS) минерализация месторождений Дукат в Балыгычано-Сугойском [6] и Двойное в Тытельвеемском [Акинин и др., 2015] рифтогенных прогибах. Несколько импульсов известково-щелочного надсубдукционного магматизма на восточной окраине Азии сформировали ОЧВП [2, 12]. Наиболее поздний из них привел к формированию так называемых «верхних базальтов», а также бимодальных риолит-базальтовых субщелочных ассоциаций, которые одни авторы относят к ОЧВП [2, 12 и д.], а другие – к рифтогенным образованиям [1, 6, 14].

Исходя из опубликованных данных оценок возрастов кристаллизации жильного адуляра (табл. 1), адуляр-серicitовые Au-Ag месторождения в Эвенском рудном районе образовываются непосредственно перед или во время становления «верхних базальтов» либо период их образования лежит в пределах погрешности определения метода [2, 7, 8, 12]. Наши данные также это подтверждают. На месторождении Невенрекан были отобраны образцы из рудных тел, представленные адуляр-кварцевыми сростками, возраст кристаллизации адуляра получен Ar-Ar методом составляет 79.4 ± 1 млн лет ($\text{СКВО} = 0.84$, $p = 0.52$, выход $^{39}\text{Ar} = 85\%$ по шести ступеням) [11]. Интервал времени образования «верхних базальтов» по последним данным П.Л. Тихомирова [12], в северной части ОЧВП, заключен в пределах 79–74? млн лет, а возраст адуляра Ar-Ar методом Au-Ag (LS) оруденения лежит в пределах 82.3–78.4 млн лет, что даёт нам возможность увязать эти события в единую эволюционную модель окраинно-континентального магматизма.

Таблица 1

Результаты оценок возраста кристаллизации адуляра из руд золото-серебряных объектов Эвенского рудного района

Au-Ag (LS) месторождения и рудопроявления	Авторская оценка возраста, млн лет	Изотопный метод определения возраста	Ссылка
Сопка Кварцевая	78.57 ± 0.18 80.35 ± 0.18	^{40}Ar - ^{39}Ar	[8]
Ирбычан	82.45 ± 0.19		
Рудопроявление Кегали	79.92 ± 0.18		
Невенрекан	79.4 ± 1		
Дальнее	80 ± 5	Rb-Sr	[7]

Данные по областям кайнозойского вулканализма показывают интервал между образованием кальдерного комплекса и высокотемпературных

геотермальных систем, продуцирующих Au-Ag оруденение – не более 0,5–1 млн лет [9]. Это, по всей видимости, характерно для месторождений Эвенского рудного района, где вулканогенное оруденение образовывалось после внедрения субвулканических тел кислого состава и их эксплозивных брекчий, что абсолютным большинством исследователей описывается на адуляр-серicitовых Au-Ag (LS) месторождениях различных металлогенических эпох, а для наиболее крупных по запасам месторождений характерны ещё и секущие оруденение субвулканические риолитовые дайки. Именно эти субвулканические тела андезибазальтов, андезитов, дацитов и пострудных риолитов являются продуктами промежуточных магматических камер, источником энергии для образования которых послужили глубинные очаги базальтовой магмы. Они и продуцировали LS Au-Ag оруденение [9, 19].

Возраст руд Au–Ag месторождений Эвенского рудного района, с учетом наших результатов и данных предшественников можно считать установленным в интервале от 83 до 78 млн лет (табл. 1). Это, с одной стороны, близко к возрасту руд таких Au–Ag месторождений ОЧВП, как Кегали, Утесное, Валунистое [10], Карамкен [3], с другой стороны, существенно моложе возраста минерализации на месторождениях Ойра, Нявленга и Купол (94–91 млн лет, [4, 10]), которые связаны с магматизмом ранних стадий развития ОЧВП [2, 12, 16]. Мы объясняем это тем, что магмо- и рудообразование в различных сегментах ОЧВП происходило на разных этапах в связи с различными по возрасту и характеру глубинными магматическими источниками. Базальты завершающего импульса активности, по нашему мнению, парагенетически связаны с формированием эпимеральных LS Au-Ag месторождений.

Таким образом, исходя из металлогенических данных и полученного нами возраста кристаллизации жильного адуляра Au-Ag (LS) оруденения, а также ранее опубликованных данных предшественников, нами в истории развития меловой активной окраины Азии выделяется позднемеловой (сантон-кампанский) этап магматизма, связанный с постсубдукционным рифтогенезом [1, 6, 14, 15]. Значение обстановок растяжения активных континентальных окраин для рудогенеза исчерпывающе охарактеризовано Mao Jingwen с соавторами [18]. По нашему мнению, продуктами именно этого рифтогенного этапа являются LS Au-Ag месторождения ОЧВП, такие как Купол, Хаканджа, Левобережное, Карамкен, Ойра и многие др. В Эвенском рудном районе это месторождения Сопка Кварцевая, Ирбычан, Ороч, Дальнее и Невенрекан.

В этом контексте мы считаем возможным предположить, что ОЧВП как единого геологического тела не существует. Он представляет собой совокупность разновозрастных магматических дуг, образованных на активной окраине Азии в интервале с поздней юры (оксфорд) до позднего

мела (кампан). Это подтверждается полученными в последние годы данными о «допоясовых» раннемеловых вулканических дугах в Чукотском сегменте ОЧВП [12].

Литература

1. Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. Геодинамическая эволюция и металлогения Охотско-Колымского сегмента Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 2. С. 3–12.
2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. № 3. С. 249–290.
3. Акинин В.В., Савва Н.Е., Петров А.Н., Альшевский А.В., Тюкова Е.Э. Подготовка рекомендаций по планированию прогнозно-поисковых работ на золото-серебряное и другие виды оруденения в пределах зоны влияния регионального геофизического профиля 2-ДВ (по договору № 72 от 26 апреля 2005 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2007. 162 с.
4. Акинин В.В., Томсон Б., Ползуненков Г.О. U–Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование магматизма и минерализации на золоторудных месторождениях Купол и Двойное // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы // Материалы VI Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2015. С. 19–21.
5. Коваленкер В.А., Борисенко А.С., Прокофьев В.Ю., Сотников В.И., Боровиков А.А., Плотинская О.Ю. Золотоносные порфирово-эпимеральные рудообразующие системы: особенности минералогии руд, флюидный режим, факторы крупномасштабного концентрирования золота // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Тезисы докладов Международного совещания. Новосибирск: Геос, 2006. С. 103–104.
6. Котляр И.Н. Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 159 с.
7. Кравцова Р.Г., Дриль С.И., Алмаз Я.А., Татарников С.А., Владимирова Т.А. Первые данные по Rb–Sr возрасту и изотопному составу золото-серебряных руд месторождения Дальнего (Эвенкийский рудный район, Северо-Восток России) // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 240–243.
8. Лейер П.У., Иванов В.В., Раткин В.В., Бандтцен Т.К. Эпимеральные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -определения возраста руд // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 5. С. 665–658.
9. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.

10. Ньюберри Р.Дж., Лейер П.У., Ганз П.Б., Гончаров В.И., Горячев Н.А., Ворошин С.В. Предварительный анализ хронологии мезозойского магматизма, тектоники и оруденения на Северо-Востоке России с учетом датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и данных по рассеянным элементам изверженных и оруденелых пород // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики // Труды Всероссийского совещания. Магадан, 4–6 сентября 1997 г. Т. 1. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 181–205.
11. Прийменко В.В., Акинин В.В., Глухов А.Н., Травин А.В., Ползуненков Г.О. Позднемеловое Au-Ag оруденение Эвенского рудного района. Материалы V всероссийской научной конференции «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Владивосток, 2021. С. 176–179.
12. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканализма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
13. Умитбаев Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция (строение, рудоносность, аналоги). М.: Наука, 1986. 287 с.
14. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.
15. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
16. Akinin V.V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and composition of final stage of volcanism in Okhotsk-Chukotka volcanic belt: An example from the Ola Plateau (Okhotsk segment) // Proceedings of the international conference on arctic margins VI. pp. Fairbanks, Alaska. 2011. P. 171–193.
17. Corbett G.J. Structural controls to, and exploration for, epithermal Au-Ag deposits // Australian Institute of Geoscientists Bulletin. 2012. Vol. 56. P. 43–47.
18. Mao Jingwen, Liu Peng, Goldfarb R.J., Goryachev N.A., Pirajno F., Zheng Wei, Zhou Meifu, Zhao Chao, Xie Guiqing, Yuan Shunda, Liu Min. Cretaceous large-scale metal accumulation triggered by post-subductional large-scale extension, East Asia // Ore Geology Reviews. 2021. Vol. 136. N 104270. P. 1–9.
19. Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic setting, ore-fluid composition and epitermal precious-metals deposits // SEG Special Publication. 2003. Vol. 10. P. 315–343.

Структурные связи эклогитсодержащих комплексов севера Урала с кристаллическим фундаментом Печорской плиты

В северной части Урала эклогиты установлены в двух метаморфических комплексах: марункеуском на Полярном Урале и неркаюском на Приполярном Урале. Эти комплексы приурочены к двум основным выходам нижнего докембрия, обнажающимся в крупных поперечных поднятиях, соответственно, Собском на Полярном Урале и Кожимском на Приполярном Урале. Фрагменты наиболее ранних структурных элементов в породах этих комплексов представлены линейными складками субширотной и западно-северо-западной («неуральской») ориентировки [1, 2].

Возраст протолитов эклогитов, судя по имеющимся максимальным значениям датировок этих пород и слагающих их минералов как в марункеуском, так и в неркаюском комплексах, может превышать 1.8 млрд лет, однако вопрос о времени проявления метаморфизма эклогитовой фации остается спорным. По оценке В.Л. Андреичева с соавторами [3], разделляемой авторами настоящего доклада, ранний высокобарический этап метаморфизма проявился не менее 1.68 млрд лет назад и, скорее всего, близко к возрастному значению 1.86 млрд лет, полученному U-Pb методом (циркон, SHRIMP-II, [4]). Выполненное недавно датирование цирконов U-Pb методом (LA-ICP-SF-MS) из кристаллических сланцев, вмещающих пластообразные тела эклогитов в неркаюском комплексе, показало разброс возрастных определений в интервале 2716–534 млн лет [5]. Верхний возрастной уровень терригенных образований – протолитов гранат-слюдяных кристаллических сланцев – превышает 2.0 млрд лет. Это подтверждается как возрастом наиболее «молодых» зерен детритовых цирконов (2012–2009 млн лет), так и наиболее древними датировками метаморфогенных цирконов (2008–2004 млн лет). Учитывая, что пластовые тела эклогитов участвуют в строении наиболее ранних складок, а парагенезис гранат+омфацит в метабазитах относится к образованиям наиболее ранних метаморфических событий [2, 5], возрастной репер – около 2.0 млрд лет можно связать с проявлением эклогитового метаморфизма.

В последние годы обобщены результаты изучения структуры и глубинного строения высокобарических метаморфических комплексов севера Урала.

¹ Институт геологии им. академика Н.П. Юшкina ФИЦ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Над марункеуским комплексом наиболее интенсивное наблюденное гравитационное поле отмечается в его южной части, где вскрываются низы разреза. В локальных полях, отражающих распределение плотностных неоднородностей в близповерхностном слое земной коры до глубины 2–3 км, видно четкое разделение комплекса на южную и северо-восточную части [6]. Над его южной частью наблюдается локальный максимум, «ядро» которого слагают высокоплотные породы с $\sigma = 3.14 \cdot 10^3$ кг/м³, представленные метапериодитами, эклогитами и апоэклогитовыми амфиболитами. Напротив, над северо-восточной частью комплекса отмечаются слабоинтенсивные знакопеременные локальные аномалии, в плане которым отвечают породы кислого состава: плагиогнейсы, гнейсы и продукты их мигматизации с большим разбросом значений плотности от $2.85 \cdot 10^3$ кг/м³ до $2.65 \cdot 10^3$ кг/м³. В локальном поле гравитационных аномалий, отражающих дифференциацию плотностных свойств пород на уровне средней коры, наблюдается только огибающая дугообразно-вытянутая положительная аномалия. Отсутствие в северо-восточной части комплекса отрицательных гравитационных аномалий в локальных полях этого глубинного уровня предполагает незначительную глубину залегания пород более кислого состава. Наиболее интенсивная часть гравитационного поля над марункеуским комплексом, вероятно, является юго-восточным окончанием Варандей-Адзьвинской зоны положительных гравитационных аномалий Печорской плиты (рис. 1), расположенной вблизи Вашуткинско-Талотинского разлома.

Над неркауским комплексом положительное наблюденное гравитационное поле по конфигурации (форме и размерам) и интенсивности аномалий также делится на две части: северо-восточную и юго-западную [7]. С той разницей, что более «аномальной» является его северо-восточная часть, представленная интенсивными положительными аномалиями поля силы тяжести. Аномалии интенсивностью до 60 мГал приурочены к выходам пород основного состава (эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты) с плотностью более $3.1 \cdot 10^3$ кг/м³. Для юго-западной (верхней) части неркауского комплекса, где широко распространены слюдистые кристаллические сланцы разного состава со средней плотностью $2.7 \cdot 10^3$ кг/м³, характерно преимущественно пониженное положительное поле силы тяжести. Морфология гравитационного поля юго-западной части комплекса отличается от северо-восточной отсутствием аномалий и представлена в виде параллельных изолиний $\Delta g_{\text{н}}$. Постепенное понижение интенсивности поля силы тяжести в юго-восточном направлении в точности соответствует уменьшению плотности пород этой части комплекса [8]. Еще большая дифференциация наблюдается в локальных полях, существенное влияние на которые оказывают плотностные неоднородности средней коры, расположенные на глубине 12.5–20 км. На карте локальных ано-

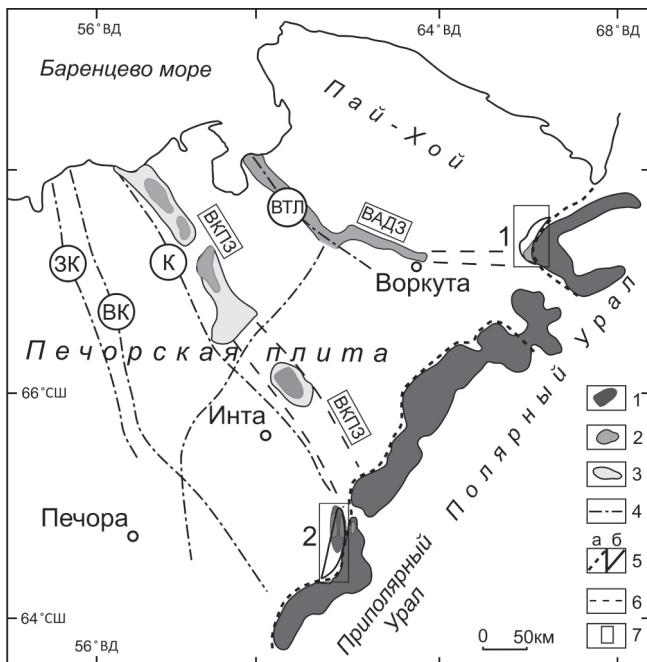


Рис. 1. Упрощенная схема районирования гравитационного поля севера Урала и европейского Северо-Востока.

Локальные аномалии средней коры: 1–3 – положительные аномалии: 1 – Уральский супермаксимум; 2 – высокоинтенсивные; 3 – интенсивные; 4 – разломы, выделенные по геофизическим данным; 5 – тектонические границы: а – Главный Уральский разлом, б – границы высокобарических метаморфических комплексов; 6 – гравитационные положительные зоны. Объекты исследований (комплексы): 1 – марункеуский эклогит-гнейсовый, 2 – неркаоский эклогит-сланцевый. Разломы [8]: ЗК – Западно-Колвинский; ВК – Восточно-Колвинский; К – Верхнеколвинский, ВТЛ – Вашуткинско-Талотинский. Зоны и подзоны гравитационного поля: ВАДЗ – Ваандей-Адзвинская зона, ВКПЗ – Верхне-Колвинская подзона

малий в северо-восточной части комплекса наблюдаются линзовидные положительные аномалии одинаковой интенсивности, объединяющиеся в единую зону северо-западной ориентировки. Выделенная положительная зона, возможно, является юго-восточным продолжением Верхнеколвинской подзоны интенсивных положительных локальных аномалий (рис. 1).

Приведенные выше данные дают основание предполагать наличие возможных структурных связей в разрезе земной коры высокобарических

комплексов севера Урала и кристаллического основания Печорской плиты, что может служить дополнительным аргументом в пользу точки зрения о принадлежности марункеуского и неркаюского комплексов к фрагментам докембрийского фундамента, вовлеченного в структуру Уралид.

Литература

1. *Пыстин А.М., Казак А.П., Чернышев Ю.А.* Эклогиты неркаюского комплекса на Приполярном Урале // Записки ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 3. С. 346–353.
2. *Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Потапов И.Л., Панфилов А.В.* Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала. Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 11. С. 14–19.
3. *Андреичев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А. и др.* Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марунке (Полярный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 503–506.
4. *Андреичев В.Л., Родионов Н.В., Ронкин Ю.Л.* U-Pb и Sm-Nd датирование эклогитов Марункеуского блока Полярного Урала: новые данные // Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Материалы Международного (Х Всероссийского) петрографического совещания. Т. 4. Апатиты, 2005. С. 17–19.
5. *Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И. и др.* Возраст протолитов и геохронология метаморфизма неркаюского эклогит-сланцевого комплекса Приполярного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 2 С. 96–107.
6. *Пономарева Т.А., Пыстин А.М.* Структурные особенности марункеуского эклогит-гнейсового комплекса Полярного Урала по гравимагнитным данным // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 2. С. 14–21.
7. *Пономарева Т.А., Пыстин А.М., Кушманова Е.В.* Глубинная характеристика неркаюского эклогит-сланцевого комплекса Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 11. С. 9–14.
8. *Пономарева Т. А., Пыстин А. М.* Петрофизическая характеристика пород полиметаморфических комплексов севера Урала // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 2 (18). С. 68–74.

Структурная эволюция и метаморфизм пород париквасьшорской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал)

В структуре Уралид к западу от Главного Уральского разлома присутствуют фрагменты предположительно раннедокембрийского основания, представленные полиметаморфическими комплексами (рис. 1). Среди таких фрагментов одним из наиболее крупных на Урале является харбейский комплекс, слагающий Харбейский выступ. В составе харбейского комплекса выделяются три свиты: ханмейхойская, лаптауганская и париквасьшорская.

Взаимное расположение свит в разрезе является спорным. Узловым в решении этой проблемы является вопрос о стратиграфической позиции париквасьшорской свиты. Париквасьшорская занимает центральную часть Харбейского блока, при этом, одни исследователи считают, что свита, представленная гнейсами различного состава, кристаллическими сланцами, реже кварцитами и амфиболитами, является наиболее древней в составе харбейского комплекса и слагает Париквасьшорский выступ [1], другие придерживаются альтернативного представления о синклинальном залегании париквасьшорской свиты, подстилаемой гнейсами и амфиболитами, известными как лаптауганская и ханмейхойская свиты [2]. В последние годы на основе новых данных по изотопному U-Pb датированию цирконов высказывается также идея о том, что формирование протолитов кристаллических сланцев париквасьшорской свиты, а, возможно, и других стратиграфических подразделений харбейского комплекса, происходило не раньше позднего рифея [3].

Как показывает опыт изучения других докембрийских метаморфических комплексов Урала, структурные характеристики пород и особенности структурной эволюции метаморфических толщ можно использовать как один из критериев их относительного возраста [4].

Степень метаморфизма пород париквасьшорской свиты оценивается как относительно высокая [5], метаморфизм пород достигал, по крайней мере, низких ступеней амфиболитовой фации. Однако, он, несомненно, был ниже, чем в ханмейхойской свите, условия развития раннего метаморфического парагенезиса которой соответствовали высоким ступеням амфиболитовой фации умеренных давлений [6]. Термодинамические обстановки проявления последующих процессов диафтореза, судя по

¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

наблюдаемым наложенным парагенезисам, отвечали условиям гранат-глаукофановой фации и эпидот-амфиболитовой фации, а позднее проявились низкотемпературные изменения в условиях зеленосланцевой фации [7].

Невысокий уровень геохронологического обоснования возраста протолитов и последующих метаморфических преобразований пород харбейского комплекса и относительно слабая степень изученности их метаморфизма позволяет дать лишь весьма приблизительную возрастную привязку описанных выше этапов деформации.

Наиболее ранние из наблюдаемых складок в ханмейхойской свите, которые на самом деле могут быть не первыми и поэтому обозначаются как « $n+1$ », вероятно, связаны с высокотемпературным метаморфизмом (амфиболитовой или гранулитовой фаций). В этот деформационный этап в условиях высоких температур в породах образовывались асимметричные концентрические складки F_{n+1}^h с субвертикальными осевыми поверхностями и пологими шарнирами. Формирование складок происходило в обстановке горизонтального сжатия. Процессы деформации и метаморфизма пород по времени (около 2.1 млрд лет назад) коррелируются с коллизией двух крупных континентальных блоков: Волго-Уралии и Сарматии с образованием протоконтинента Волго-Сарматия [8].

На втором деформационном этапе (первом для париквасьшорской свиты) породы обеих свит подверглись складкообразованию в обстановке горизонтального сжатия при воздействии достаточно высоких температур и давлений в условиях амфиболитовой фации. Положение осевых поверхностей говорит об ориентировке оси сжатия с севера на юг, ось растяжения погружается на запад под небольшим углом. На данном этапе также происходили такие явления, как механическое вращение биотита в породах париквасьшорской свиты, дробление и рекристаллизация кварца. Можно предположить, что эти процессы проявились во время объединения двух составных частей Балтики: Волго-Сарматии и Фенноскандии (1.9–1.7 млрд лет назад, [8]).

На третьем этапе деформаций, в отложениях обеих свит сформировались асимметричные лежачие складки продольного изгиба (F_{n+3}^h для ханмейхойской и F_{n+2}^p для париквасьшорской свит) с субгоризонтальными осевыми поверхностями с образованием складок волочения в замках складок. Ось растяжения имеет северо-восточную ориентировку, ось сжатия субвертикальна. Судя по всему, на данном этапе происходил постепенный подъем Харбейского блока и диафторез пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Характер распределения напряжений говорит о том, что породы Харбейского блока располагались в замке крупной антиформы северо-западного простирания, предположительно образовавшейся в коллизионный этап формирования тиманид в позднем венде [9].

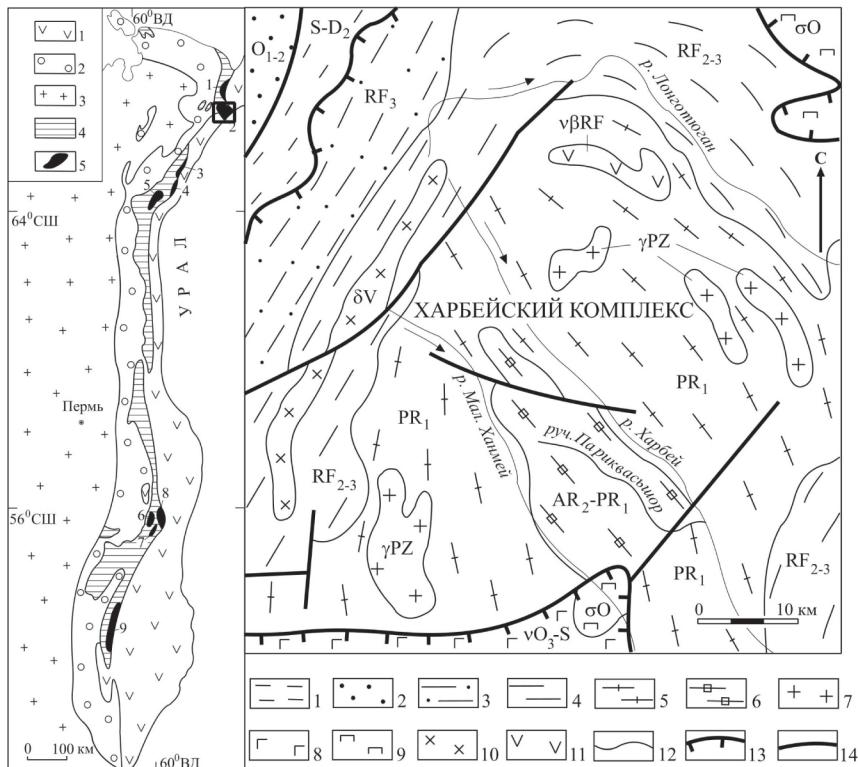


Рис. 1. Схематическая геологическая карта харбейского комплекса. Составлена с использованием [1].

Врезка: 1, 2 палеозойские формации: 1 – палеоокеанические; 2 – палеоконтинентальные; 3 – осадочный чехол Европейской платформы; 4 – нижнедокембрийские комплексы; 5 – верхнепротерозойские образования. Названия нижнедокембрийских комплексов: 1 – марункеуский, 2 – харбейский, 3 – хордьюсский, 4 – неркаоский, 5 – няртинский 6 – тараташский, 7 – александровский, 8 – уфалейский, 9 – максютовский. Квадратом показано расположение карты харбейского комплекса.

Геологическая карта: 1 – силурийско-среднедевонские отложения; 2 – нижне-среднеордовикские отложения; 3 – верхнерифейские отложения; 4 – средне-верхнерифейские отложения нерасчлененные; 5, 6 – харбейский метаморфический комплекс: 5 – лаптоуганская и нанмайхойская свиты нерасчлененные; 6 – париковасьшорская свита; 7 – граниты; 8 – габбро, нориты; 9 – перидотиты, дуниты, пироксениты, серпентиниты; 10 – диориты, кварцевые диориты; 11 – метагаббролиты, метадолериты; 12 – границы стратиграфических подразделений и магматических тел; 13 – надвиги; 14 – крутопадающие разломы

На четвертом деформационном этапе возникают складки вдоль небольших сдвиговых зон с формированием кливажных доменов параллельно осевым поверхностям, которые имеют средние углы погружения. Формирование таких зон, скорее всего, связано с формированием Главного Уральского надвига при скольжении по срывам тектонических пластин. Здесь деформация осуществляется, скорее всего, за счет перемещения крупных блоков вдоль разломов.

Таким образом, в результате изучения макро- и микроструктур было установлено, что начиная с этапа формирования изоклинальных складок с круто погружающимися шарнирами (первый этап деформации для пород париквасьшорской свиты и второй – для пород ханмейхойской и лаптоюганской свит), структуры всех трех стратонов развивались совместно. Складчатость сопровождалась высокотемпературным метаморфизмом пород. Механизмом образования складок являлось пластическое течение в обстановке горизонтального сжатия. Судя по данным о возрасте метаморфогенного циркона из гнейсов париквасьшорской свиты (1896 млн лет) и структурно-геологическим взаимоотношениям стратиграфических подразделений, слагающих харбейский комплекс, все они, в том числе, париквасьшорская свита, относятся к дорифейскому структурному этажу.

Исходя из изложенного выше следует, что геологические взаимоотношения, различия в уровне метаморфизма пород и характере складчатости свидетельствуют о том, что париквасьшорская свита является наиболее молодым стратоном харбейского комплекса, слагающим Париkvасьшорскую синклиналь.

Литература

1. Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1:2 500 000 / Главный редактор Б.А. Яцкевич. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-42-VII, VIII (Обской). Объяснительная записка / В.А. Душин, О.П. Сердюкова, А.А. Малюгин и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 384 с.
3. Коновалов А.Л., Лохов К.И., Черкашин А.В., Вакуленко О.В. О тектонической границе между метаморфическими сланцевыми и кристаллическими образованиями позднего протерозоя Харбейского антиклиниория (Полярный Урал) // Региональная геология и металлогения. 2016. № 68. С. 5–20.
4. Глубинное строение Тимано-Североуральского региона / Отв. редактор А.М. Пыстин. Сыктывкар: Геопринт, 2011. 264 с.
5. Голубева И.И. Первичный состав и условия образования метаморфических пород париквасьшорского выступа // Магматиты и метаморфиты севера

Урала и Тимана. Сыктывкар. 1991. С. 75–88 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР; Вып. 74).

6. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Конанова Н.В., Потапов И.Л. Типизация нижнего докембрия Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2009. 36 с.

7. Ульшева Н.С. Метабазиты харбейского комплекса (Полярный Урал). Сыктывкар, 2012. 99 с.

8. 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. Vol. 174. P. 196–216.

9. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.

Ю.Н. Разницин¹

Экскумация верхнемантийных и нижнекоровых пород в Атлантическом океане

Зона перехода от континента к океану. Граница между континентальной и океанической литосферами, находящаяся к западу от Иберии в районе *Галицийской банки*, проходит вдоль Перидотитового хребта, сложенного, в основном, мILONИТИЗИРОВАННЫМИ перидотитами. Вывод пород верхней мантии на поверхность дна произошел в результате простого сдвига в режиме растяжения континентальной литосферы с образованием протяженного глубинного срыва или поверхности отслаивания (*detachment fault* или *decollement*), по которому глубинные образования были выведены в верхние горизонты коры. Сдвиговые деформации имеют синрифтовый возраст 122 млн лет (баррем), а более поздняя серпентинизация и вскрытие мантийных пород произошли перед началом спрединга, которое датируется возрастом в 114 млн лет (апт) [1].

Юго-западная окраина Иберийского п-ва. Высокий подводный *хребет Горринджс*, входящий в систему Азоро-Гибралторской зоны разломов, состоит из четырех литопластин габбро-базальтовой коры, надвинутых друг на друга в направлении с юго-востока на северо-запад. Движение

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

пластина происходило по нижележащим серпентинитам, которые по надвигам неоднократно выжимались на поверхность хребта в процессе медленного сжатия коры и литосферы, начавшегося 20 млн лет тому назад и продолжающегося вплоть до настоящего времени [2]. Новейшие исследования подтвердили, что обширная область к юго-западу от Иберийского п-ва, включая хребет Горриндж, находится в состоянии интенсивного сжатия, ориентированного в направлении СЗ-ЮВ и связанного с зарождающейся зоной субдукции в районе Гибралтарской островной дуги в условиях тектонической расслоенности океанической литосферы [3].

Внутренние океанические комплексы. Внутренние океанические комплексы являются блоками глубинных пород, поднятых вдоль пологих разломных зон, которые выводят на поверхность морского дна медленно-спрединговых хребтов нижнекоровые и верхнемантийные породы. Понятие «внутренние океанические комплексы» или ВОК (в англоязычном варианте – «oceanic core complexes» или OCC) прочно вошло в литературу в конце 1990-х годов, хотя о существовании феномена ВОК стало известно задолго до внедрения в мировую геологическую практику этого термина. Характерная для ВОК ассоциация пород (ультрабазиты, габброиды, реже плагиограниты) была давно описана и исследована в Центральной Атлантике в осевой зоне САХ между 2° ю.ш. и 15° с.ш. на ее пересечении с разломными зонами Зеленого Мыса, Вима, Марафон, Меркурий, Долдрамс, Съерра-Леоне, Сан-Паулу, Романш, Чайн в экспедициях Геологического института РАН на НИС «Академик Николай Страхов» в 1986–2000 гг.

К настоящему времени в гребневой зоне САХ между 5° ю.ш. и 53° с.ш. выявлено не менее 50 ВОК. Эти комплексы в значительной степени определяют архитектуру медленно-спредингового САХ, составляя не менее 40–50% от длины указанного интервала. Анализ распределения ВОК в различных морфоструктурах осевой части САХ показал, что породы верхней мантии и нижней коры выведены на поверхность морского дна в районах пересечений трансформных разломов с сегментами рифтовой долины, в самих сегментах рифтовой долины, в зонах ее нетрансформных смещений и в поперечных и медианных хребтах разломных зон.

Зона разлома Зеленого мыса (другое название 15.20), а также районы, расположенные непосредственно к северу и к югу от неё, наглядно демонстрируют это положение. Внутреннее угловое поднятие в зоне восточного сочленения рифт–разлом Зеленого Мыса характеризуется чешуйчато-надвиговым строением и наличием инвертированного разреза океанической коры и верхней мантии [4, 5]. Перидотиты по полого наклоненной в сторону рифтовой долины мощной (300 м) тектонической зоне выведены в верхнюю часть поднятия. Зона маркируется выходами тектонизированных серпентинитов с жильно-вкрашенной сульфидной минерализацией, массивными халькопирит-сфалерит-марказитовыми рудами и крупной

метановой аномалией. В пределах внешнего углового поднятия в районе западного сочленения рифт–разлом габбро и перидотиты выведены в верхнюю часть коры по полого наклоненному на восток, в сторону оси рифтовой долины, надвигу. Плоскость надвига, наблюдавшаяся на площади 100 м², представляет собой зеркало скольжения, с рифленой морщинистой поверхностью (*corrugate surface*), борозды которой параллельны направлению спрединга [6].

Перидотиты и габброиды также принимают участие в строении попечных хребтов, обрамляющих трансформную долину разлома Зеленого Мыса с севера и юга, встречаясь на любом гипсометрическом уровне, в том числе и в их вершинной части Породы полосчатого комплекса (габброиды, троктолиты, анортозиты и другие с кумулятивными структурами) развиты в пределах медианного хребта [4].

К северу от западного сочленения рифт–разлом в верхних частях западных и восточных рифтовых гор закартированы обширные поля гарцбургитов, дунитов и верлитов, рассеченные полого наклоненными в сторону рифтовой долины разломами, сопровождающимися тектоническими брекчиями [7], аналогичными серпентинитовым меланжам офиолитовых зон континентов. Здесь же, в основании западного борта рифтовой долины, драгированы амфиболиты, ассоциирующие с серпентинитами и располагающиеся непосредственно под ними. Такие соотношения характерны для подофиолитовых (базальных) комплексов, образование которых объясняется обдукционными процессами. В этом же районе в водной толще над ультрамафитами зарегистрирована крупная метановая аномалия [8].

Южнее разлома Зеленого Мыса в районе 14°45' с.ш. НПО «Севморгеология» в 1994 г. было открыто активное гидротермальное поле *Логачев*, располагающееся в восточном борту рифтовой долины, в краевой части крупного перидотитового массива, площадью около 400 км². По составу вмещающих пород, рудной специфике гидротермальных отложений и по наличию специфических водород–метановых аномалий в водной толще это поле в корне отличается от гидротермальных полей, связанных с базальтами и относится к новому, ранее не описанному типу [9]. Приведенное геологическое картирование массива показало, что перидотиты слагают тектоническую пластину, по обрамлению которой прослеживаются фрагменты политермальных динамометаморфитов, образовавшихся в основном за счет габброидов в процессе тектонического становления массива [10]. Серпентинизированные перидотиты и серпентиниты рассечены пологими надвигами с восточной вергентностью. Именно к этой тектонически расслоенной части массива приурочена крупная метановая аномалия и многочисленные «черные курильщики». При этом сейсмичность в районе оси рифтовой долины практически отсутствует, но

концентрируется восточнее, в пределах массива на глубинах 3–5 км под дном [11]. Взбросовые механизмы очагов микроземлетрясений однозначно говорят об условиях сжатия, в которых и реализовалась чешуйчато-надвиговая структура массива.

Особенностью сегмента САХ, расположенного к югу от Азорского поднятия между трансформными разломами Пико и Хейс ($38\text{--}34^\circ$ с.ш.) является наличие большого количества нетрансформных смещений рифтовой долины, к которым приурочены куполообразные массивы ВОК, сложенные ультрабазитами. Их выведение в верхние горизонты коры происходило по пологим, проникающим в верхнюю мантию глубинным срывам (detachment faults), к которым приурочена разгрузка гидротермальных источников [12].

В настоящее время всестороннее изучение внутренних океанических комплексов является актуальной задачей, поскольку последние представляют собой природные лаборатории для изучения океанского рудогенеза и формирования abiогенных углеводородов. Ведутся активные работы по выяснению механизмов образования и становления этих комплексов в структурах гребневой части срединно-океанических хребтов, чему способствует развитие техники многолучевого эхолотирования и совершенствование методики отбора проб пород при помощи подводных обитаемых аппаратов. Получены прямые доказательства существования глубинных сбросов (detachment faults), по которым верхнемантийные и нижнекоровые породы выведены в верхи корового разреза [13]. По этим направлениям активно ведутся экспедиционные исследования [14, 15], им посвящена обширная литература. Сегодня общепринято, что эксгумация верхнемантийных и нижнекоровых пород на поверхность морского дна в осевой части медленно-спредингового САХ происходит по глубинным срывам (detachment faults) в обстановке растяжения в процессе сухого спрединга. Имеющиеся материалы позволяют утверждать, что это растяжение компенсируется сжатием и тектоническим становлением на бортах рифтовой долины внутренних океанических комплексов в виде покровных структур.

Литература

1. Книппер А.Л., Шараськин А.Я. Эксгумация пород верхней мантии и нижней коры при рифтогенезе // Геотектоника. 1998. № 5. С. 19–31.
2. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
3. Duarte J.C., Rosas F. M. Terrinha P. et al. Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin // Geology. 2013. Vol. 41. Nb. 8. P. 839–842. doi:10.1130/G34100.1

4. Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
5. Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 24–36.
6. Matsumoto T., Kelemen P.B., MODE'98 Leg 1 shipboard scientific party. Precise geological and geophysical mapping on both sides of the 15°20' N Fracture Zone on the MAR – tectonic extension and its consequent exposure of ultramafic and plutonic rocks along the magma-poor ridge axis (MODE'98 Leg 1 Cruise) // Inter Ridge News. 1998. Vol. 7. N 2. P. 13–17.
7. Cannat M., Lagabrielle Y., Bougault H. et al. Ultramafic and gabbroic exposures at the Mid-Atlantic Ridge: geological mapping in the 15° N region // Tectonophysics. 1997. Vol. 279. Is. 1-4. P. P. 193–213.
8. Bougault H., Charlou J.-L., Fouquet Y. et al. Fast and Slow Spreading Ridges: Structure and Hydrothermal Activity, Ultramafic Topographic Highs, and CH4 Output // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. N B6. P. 9643–9651.
9. Черкасов Г.А. Гидротермальное сульфидное рудообразование в северной части срединно-океанического хребта Атлантического океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 2004. 47 с.
10. Перфильев А.С., Разницин Ю.Н., Пейве А.А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 183–199.
11. Grevemeyer I., Reston T.J., Moeller S. Microseismicity of the Mid-Atlantic Ridge at 7°S–8°15'S and at the Logatchev Massif oceanic core complex at 14°40'N–14°50'N // Geochem. Geophys. Geosyst. 2013. Vol. 14. P. 3532–3554. doi:10.1002/ggge.20179.
12. Gracia E., Charlou J.L., Radford-Knoery J., et al. Non-transform offsets along the Mid-Atlantic Ridge south of the Azores (38–34°N): ultramafic exposures and hosting of hydrothermal vents // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 177. P. 89–103.
13. MacLeod C.J., Escartin, J., Banarji D. et al. Direct geological evidence for oceanic detachment faulting: The Mid-Atlantic Ridge, 15°45' N // Geology. 2002. Vol. 30. N. 10. P. 879–882.
14. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al. Large-scale structure of the Doldrums multi-fault transform system (7–8°N equatorial atlantic): preliminary results from the 45th expedition of the *r/v A.N. Strakhov* // Ophioliti. 2020. Vol. 45. N 1. P. 325–341. doi: 10.4454/ofioli.v45i1.531 25
15. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al. Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform sistem (52–53°N, Mid-Atlantic Ridge): preliminary results from *r/v A.N. Strakhov expedition S50* // Ophioliti. 2021. Vol. 46. N 1. P. 83–101 doi:10.4454/ofioli.v46i1.539 83.

Офиолиты в позднепалеозойских тектонических покровах Сакмарского краевого аллохтона (Южный Урал)

Изученная структура представляет собой антиформу, расположенную к северу от Утяголовско-Блявинской синформы в центральной части Сакмарского аллохтона, в междуречье рек Кураган и Имелля, в 2.5 км к западу от дер. Новая Ракитянка. Описываемая антиформа сложена пакетом тектонических покровов, смятых в открытые брахиморфные складки. В составе пакета выделяются **четыре** надвиговые пластины.

1. Нижнее положение занимает пластина, образованная базальтами и кремнистыми породами ишмуратовской свиты нижнего–среднего девона. Подошва этой пластины на изученной площади не обнажена. Южнее, на северном крыле Блявинской синформы, свита тектонически перекрывает акчуринскую свиту нижнего–среднего девона, сложенную кремнистыми, кремнеобломочными породами и известняками. Вулканиты ишмуратовской свиты представлены преимущественно массивными афировыми базальтами, редко с элементами шаровой отдельности, иногда с фрагментами подушечного строения. Реже развиты вариолитовые и миндалекаменные разности, центральные части мощных потоков имеют микрозернистую долеритовую структуру. Среди кремнистых пород преобладают темносерые до черных на свежем сколе, светло-желтые на выветрелой поверхности кремни и кремнеобломочные породы, как правило, неяснослоистые, комковатые. Ишмуратовская свита смята в закрытые синусоидальные складки.

2. Выше базальтово-кремнистой пластины залегает пластина серпентинитового меланжа, мощностью около 80 м. Серпентиниты в различной степени тектонизированы. Протолитом для матрикса меланжа служат мантийные тектониты дунит-гарцбургитового комплекса. Блоки в меланже имеют размеры от менее чем полуметра до 200–250 м, в среднем составляя от 3–5 до 10–15 м. Среди блоков в меланже резко преобладают в различной степени амфиболизированные габбро-долериты и долериты комплекса параллельных даек (КПД), образующие характерные формы рельефа в виде небольших отдельных скальных выходов. Реже отмечаются блоки, сложенные тонкополосчатыми аподолеритовыми амфиболитами. Небольшое количество блоков меланжа сложено плагиогранитами, либо фрагментами КПД с долеритами, содержащими плагиогранитовые скри-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт общей физики имени А.М. Прохорова РАН, Москва, Россия

ны. В юго-восточной части площади развития серпентинитового меланжа отмечаются блоки офикальцитовых брекчий, аналогичные описанным западнее в районе дер. Рамазаново [3]. В меланже отмечаются отдельные блоки, сложенные кремнями, красными яшмоидами, реже кремнистыми туффитами, аналогичными породам, слагающим верхнюю пластину новокурской толщи. На изученной площади встречен единичный блок размером примерно 4×6 м, образованный белыми известняками. Подобные известняки, образующие блоки в серпентинитовом меланже севернее, в районе дер. Чураево, содержат обильную фауну живетского яруса среднедевона, а в соседней Актюбинской области выделяются в айтпайскую



Рисунок. Схема геологического строения междууречья рр. Кураган – Имелля. 1–2 – тектонические покровы: 1: а – нижне-среднедевонская ишмуратовская свита, б – серпентинитовый меланж; 2: а – комплекс параллельных даек, б – верхнеордовикская новокурская толща кураганской свиты; 3 – ордовикские кураганская (нижняя новоракитянская и средняя киндерлинская толщи) и косистекская свиты нерасчлененные; 4 – четвертичные отложения нерасчлененные; 5 – тектонические границы: а – достоверные, б – предполагаемые

свиту живетского возраста. В целом блоки меланжа имеют сглаженные края, изометричную либо слабо-удлиненную форму. Удлинение преобладающих мелких блоков связано с исходными неоднородностями тел: отдельная дайка долеритов, пачка кремней и т.п. В составе блоков меланжа резко преобладают породы перекрывающих пластин: дайковой и кремнистой–кремнисто-туффитовой. Кроме того, гетерогенная дайковая пластина, в которой выделяется насыщенная гранитоидами центральная часть, имеет аналогично гетерогенный «шлейф» блоков в подстилающем меланже. Это позволяет предполагать гравитационно-олистостромовую природу возникновения блоков в серпентинитовом матриксе меланжа.

3. Выше серпентинитового меланжа залегает пластина, образованная породами КПД, ее видимая мощность достигает 100 м. Восточное и западное крыло крупного фрагмента этой пластины, в центральной части площади, сложено габбро-долеритами КПД 1 й генерации со скринами верхнемантайных и нижнекоровых пород, а осевая часть образована долеритами 2 й генерации со скринами пород габбро-тоналит-плагиогранитовой ассоциации (ГТПА) [2].

4. Самое верхнее положение занимает пластина, сложенная преимущественно кремнистыми туффитами и кремнями, которые мы сопоставляем с верхнеордовикской новокурской толщей кураганской свиты. Она залегает на подстилающей пластине пород КПД, либо развита в виде отдельных тектонических останцов на нижележащем серпентинитовом меланже. В первом случае вдоль кровли пластины пород КПД прослеживаются линзы тектонических брекчий мощностью до 30–40 м. Обломки в брекчии имеют максимальный размер до 25 см, угловатую слабоокатанную форму, какая-либо сортировка материала отсутствует. Матрикс представлен тонко-раздробленным материалом псаммитовой размерности, в составе обломков резко преобладают габбро-долериты и долериты подстилающей пластины пород КПД, в единичных случаях отмечаются кремнистые туффиты, аналогичные породам вышележащей пластины. Породы верхней пластины представлены белесо-желтыми на выветрелой поверхности и серыми, зеленовато-серыми до черных на свежем сколе комковато-слоистыми кремнями. Менее развиты кремнеобломочные породы, с размерами остроугольных обломков 3–15 мм. Широко распространены кремнистые туффиты, светло-желтые, оранжево-желтые на выветрелой поверхности и болотно-зеленые, оливково-зеленые до темно-серых на свежем сколе. В отдельных выходах кремнистые туффиты преобразованы в кирпично-красные, до сургучного цвета, яшмоиды. Редко встречаются прослои туфопесчаников–туфоалевролитов. Описываемые породы образуют слоистую толщу, мощности прослоев кремней–кремнеобломочных пород колеблются от 1 до 15–20 м, прослоев туфопесчаников–туфоалевролитов от 2–3 до 7–8 м. Новокурская толща неравномерно дислоцирована с пре-

обладающими углами между крыльями складок около 40–50° и амплитудой в первые метры.

Мощности отдельных пластин описанного пакета покровов не постоянны, т.к. они имеют линзовидное строение. Из разреза пакета покровов могут выпадать: пластина серпентинитового меланжа, в этом случае пластина, сложенная породами КПД, залегает на нижней пластине ишмуратовской свиты, либо сама пластина пород КПД, в этом случае верхняя пластина новокурской толщи залегает непосредственно на серпентинитовом меланже.

Восточная–северо-восточная граница пакета покровов имеет сбросовый характер. Висячее крыло сброса сложено вулканогенно-осадочными породами ордовика кураганской и косистекской свит.

Породы 1-й и 2-й генераций КПД соответствуют базальтам и андезибазальтам известково-щелочной серии. Для них характерны низкие содержания TiO_2 (~0–5%), повышенные MgO (8–11.8%). Породы имеют фракционированный характер распределения редкоземельных элементов (La/Yb) n = 1.40–3.8. Для мультиэлементных спектров характерен отчетливый Ta-Nb минимум. На дискриминантных диаграммах точки попадают в поля островодужных пород. Из гранитоидов ГТПА в скринах дайкового комплекса были выделены цирконы, по которым получены значения возраста 427 ± 7 млн лет [4]. Для амфиболов из меланократовых габбро ГТПА $^{39}Ar/^{40}Ar$ методом возраст плато составляет 388 ± 12 млн лет. С учетом этих данных, а также по присутствию известняков с живетской органикой в меланже, можно предположить, что формирование тектонических покровов с офиолитами происходило в позднем палеозое на этапе континентальной коллизии. Этот вывод подтверждается данными бурения в Актюбинской области, где серпентинитовый меланж перекрывает ранне-permские молассы [1].

Литература

1. Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В., Камалетдинов М.А. и др. Структурная геология Южного Урала. Трансект на широте г. Орска. Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, 1996. 57 с.
2. Разумовский А.А., Рязанцев А.В., Новиков И.А., Артамонов А.В. Ново-ракитянский дайковый комплекс: строение и условия формирования (Сакмарская зона, Южный Урал) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пущаровского. Т. 2. М.: ГЕОС, 2017. С. 122–126.
3. Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. и др. Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 32–47.

**Е.А. Родина¹, А.М. Никишин¹, К.Ф. Старцева¹,
Х. Посаментиер²**

Формы проявления мелового вулканизма и интрузивного магматизма в районе поднятия Менделеева (Арктический океан) по геофизическим данным

Район изучения включает в себя поднятие Менделеева и сопряженные с ним бассейны – Толля и Менделеева на востоке, Подводников и Макарова на западе, а также Северо-Чукотский бассейн, Чукотское плато, хребет Ломоносова и поднятие Де-Лонга. В пределах изучаемой территории выделяется стадия магматизма, связанная с образованием HALIP (High Arctic Large Igneous Province) с приблизительным возрастом – 125–80 Ma [2–4].

С целью изучения геологического строения и истории формирования поднятия Менделеева и сопряженных с ним осадочных бассейнов проведена интерпретация 72 2-D сейсмических профилей общей протяженностью более 15 000 км. На сейсмических 2-D данных можно найти различные формы проявления мелового магматизма.

Для поднятия Менделеева и сопряженных бассейнов характерно наличие позднемеловых асимметричных структур растяжения – полуграбенов с рефлекторами, напоминающие внутренние SDR (Seaward Dipping Reflectors) (рис. 1, 2). Внутренние SDR образуются на коре континентального типа в результате ее сильного растяжения в обстановках пассивной континентальной окраины и представляют собой переслаивание базальтов и туфов с осадочными отложениями [1]. Обнаруженные нами похожие на SDR единицы отличаются высокоамплитудными, относительно непрерывными, клинообразными, полого или относительно круто наклоненными, расходящимися отражениями. Рефлекторы входят в синрифтовый комплекс, и вероятнее всего представлены базальтами, переслаивающимися с осадочными отложениями. Средняя мощность синрифтового комплекса 1–2 сек, протяженность отдельных полуграбенов – 40–70 км. Кровля

¹ МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия

² Posamentier Geosciences LLC, CA, USA

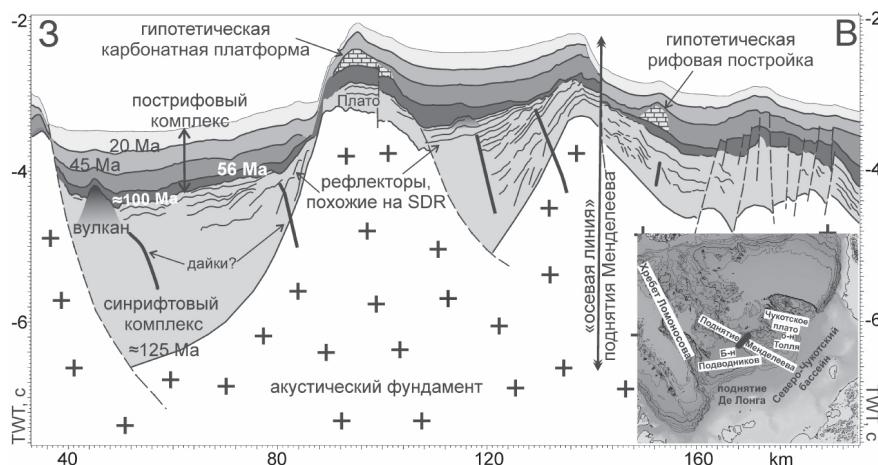


Рис. 1. Интерпретация сейсмического профиля ARC 12-4 (локация указана на карте), проходящего ортогонально через поднятие Менделеева. Поднятие Менделеева имеет осевую линию, от которой в разные стороны расходятся рефлектоны синрифтового комплекса, заполняющие полуграбены. На приподнятых блоках акустического фундамента видно, что рефлектоны – субгоризонтальны. Это значит, что перед прогибанием полуграбенов, на поднятии Менделеева было базальтовое плато с субгоризонтально залегающими лавами

SDR хорошо выражена и соответствует кровле синрифтового комплекса с возрастом 100 млн лет. Подошва SDR (она же подошва синрифтового комплекса) прослеживается плохо – и соответствует кровле акустического фундамента с возрастом 125 млн лет. Сильное растяжение и наличие многочисленных следов вулканизма может указывать на одновозрастность образования синрифтового комплекса с HALIP.

В полуграбенах на поднятии Менделеева присутствуют относительно ярко-амплитудные секущие рефлектоны протяженностью 2–3 км. Они начинаются в акустическом фундаменте и заканчиваются вблизи единиц, похожих на SDR. Возможно, это дайки, выполнявшие функцию подводящих каналов. Реже в полуграбенах встречаются согласные ярко-амплитудные рефлектоны, напоминающие силлы (рис. 1).

К кровле синрифтового комплекса часто встречаются конические постройки с хаотическим внутренним строением высотой 400–800 м и диаметром – 4–7 км – возможные подводные вулканы (рис. 1, 2). Конические вулканические постройки распространены и встречаются в кровле синрифтового комплекса бассейнов Толли, Подводников и Менделеева. Скорее всего, на последних стадиях синрифтового этапа сменился характермагматизма, а из широкой распространенности вулканов, маркирующих

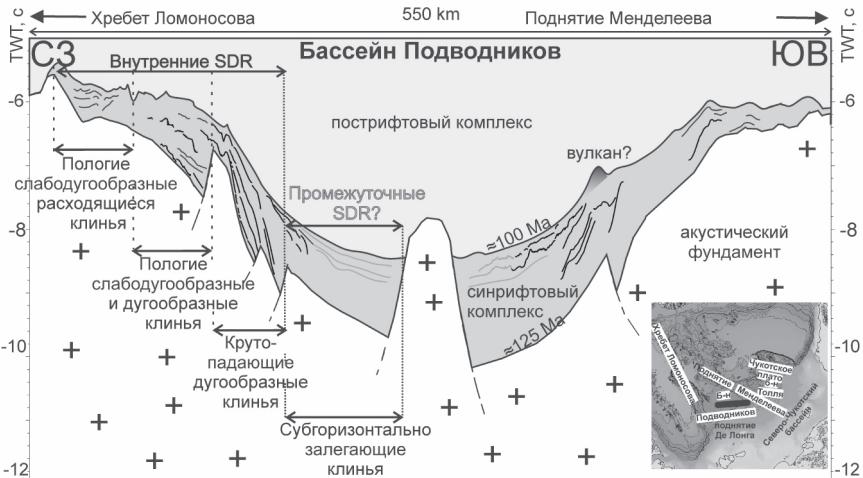


Рис. 2. Интерпретация сейсмического профиля ARC 14-1 (локация указана на карте), проходящего через бассейн Подводников. Бассейн Подводников имеет симметричное строение. В центр, к приподнятыму блоку континентальной коры (горсту) сходятся встречные рефлекторы синирифтового комплекса, заполняющие полуграбены

кровлю синирифтового комплекса по всей территории, можно предположить одновозрастность границы, соответствующей кровле синирифтового комплекса. Хорошая сохранность конических построек и их ненарушенность позволяет сделать вывод об относительно глубоководных условиях осадконакопления (уровень моря должен был быть выше высоты построек) во время завершения синирифтовой стадии.

На поднятиях Де-Лонга и Менделеева на относительно стабильных участках в акустическом фундаменте присутствуют ярко-амплитудные, субгоризонтальные рефлекторы, скорее всего соответствующие базальтовым лавам, переслаивающимся с осадочными отложениями. На бортах позднемеловых полуграбенов на поднятии Де-Лонга эти рефлекторы наклоняются, граница приобретает несогласный, эрозионный характер. Они представляют собой подошву синирифтового комплекса. На поднятии Менделеева сейсмическая запись значительно менее ясная, но также присутствуют ярко-амплитудные рефлекторы от субгоризонтальных до наклоненных со значительными следами эрозии. Иногда просматриваются небольшие меловые полуграбены с лавами в подошве, частично входящие в акустический фундамент. Очевидно, что эти лавы древнее синирифтового комплекса. Скорее всего, в пределах поднятий Де-Лонга и Менделеева

изначально в условиях растяжения преобладал базальтовый магматизм с формированием базальтовых плато, и только затем началось прогибание отельных наименее стабильных участков с образованием полуграбенов и их заполнение осадочным материалом и базальтами SDR. На завершающем этапе преобладал эфузивный вулканизм – росли вулканические постройки. Таким образом, по сейсмическим данным отчетливо можно выделить три формы проявления мелового вулканизма – (1) «платобазальты», (2) SDR, дайки и силлы, и (3) вулканы.

Расположение и направление падения клиньев SDR и дна грабенов со следами вулканизма и без было подробно описано и откартировано. По получившимся данным, поднятие Менделеева имеет центральную ось, от которой расходятся разнонаправленные SDR и полуграбены (рис. 1). С восточного склона поднятия Менделеева полуграбены, возможно, с лавами, наклонены в сторону бассейна Толля. В бассейне Толля обнаружены встречные мощные пакеты. С западного склона поднятия аналогичные структуры с комплексами SDR наклонены в сторону бассейна Подводников. В бассейне Подводников SDR сходятся в центральной части, где разделяются приподнятыми блоком континентальной коры (рис. 2).

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 22-27-00160.

Литература

1. *Geoffroy L.* Volcanic passive margins // Comptes Rendus Geoscience. 2005. N 337. Is. 16. P. 1395–1408. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006>.
2. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Korniychuk A.V., Morozov A.F., Petrov O.V., Poselov, V.A., Beziazykov A.V., Skolotnev S.G., Malyshev N.A., Verzhbitsky V.E., Posamentier H.W., Freiman S.I., Rodina E.A., Startseva K.F., Zhukov N.N.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 – Data collection. Earth-Sci. Rev. 2021a. Vol. 217. 103559. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103559>.
3. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman, S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K.F., Rodina E.A.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure. Earth Sci. Rev. 2021b. Vol. 217. 103581. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>
4. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier, H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K.F.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 – Mesozoic to Cenozoic geological evolution. Earth Sci. Rev. 2021c. Vol. 217. 103034. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103034>

Комплекс поисковых признаков на основе флюидодинамической модели нефтегенеза

В России в настоящее время прирост запасов УВ систематически отстает от уровня добычи. Отсюда весьма актуальна задача повышения эффективности геологоразведочных работ. Основой методики такого поиска должна была бы быть модель нефтегенеза, в настоящее время фактически отсутствующая; по-прежнему конкурируют абиогенная и биогенная концепции, ни одна из которых не позволяет объяснить весь имеющийся комплекс данных. Возможным решением представляется флюидодинамическая модель Б.А. Соколова [1] в ее уточненном варианте [2–5]. В [1] указывается на решающую роль флюидного режима в процессе нефтегенеза. В [2–4] дана детализация требуемого флюидного режима; в качестве наиболее благоприятной ситуации для массированного нефтегенеза указываются зоны надвигов, где происходит тектоническое концентрирование больших объемов рассеянного органического вещества, промываемых восходящим потоком флюидов, образующихся в глубинных частях зон надвига при распаде CO_2 и H_2O содержащих минералов. Нефтегенез при этом реализуется по схеме неравновесного проточного реактора, что снимает проблему запрещенного в равновесной термодинамике образования УВ из вещества РОВ с более низкими значениями химических потенциалов. Согласно [2–4], образующиеся термодинамически неравновесные компоненты нефти выносятся из области генерации в верхние горизонты, где в условиях пониженных температур они могут сохраняться длительное время.

Такой вынос УВ, однако, может реализовываться, по-видимому, только потоком низкоминерализованного $\text{CO}_2\text{--H}_2\text{O}$ флюида, в котором компоненты нефти только и могут переноситься в заметных количествах. Но хорошо известно, что высокотемпературные глубинные флюиды, как правило, имеют высокую минерализацию. Глубинными и одновременно низкоминерализованными могут быть только молодые флюиды, недавно образовавшиеся при дегидратации горных пород. Приконтурные воды многих месторождений нефти также имеют пониженную минерализацию [5], что косвенно свидетельствует в пользу обсуждаемой модели.

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики Российской академии наук, Москва, Россия

² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем нефти и газа Российской академии наук, Москва, Россия

Менее интенсивно и более рассредоточено аналогичные процессы протекают и вне зон надвигов, например, в осадочном чехле быстропогружающихся бассейнов осадконакопления.

Описываемая модель дает простое объяснение высокой концентрации нефти в месторождениях. В зонах поддвига содержащие РОВ осадочные породы подаются в реакционную зону нефтегенеза как по конвейерной линии. По эмпирическим данным хорошо известна и следующая из обсуждаемой модели тесная связь месторождений нефти с зонами разломов; модель уточняет эту связь, указывая на важную роль именно глубинных надвигов.

Весомым образом подкрепляют модель результаты анализа содержания в нефтях микроэлементов (МЭ). Нами были проанализированы корреляционные зависимости между логарифмами концентраций микроэлементов (МЭ) в нефтях, углях, горючих и черных сланцах, глинах, органическом веществе различного типа и биоте в сравнении со средним химическим составом верхней, средней и нижней континентальной коры [6, 7]. Использование при расчете корреляций логарифмов концентраций вместо самих концентраций имеет принципиальное значение, так как позволяет учесть данные по элементам, концентрации которых различаются на порядки величины. В результате расчетов были ожидаемо получены высокие значения корреляции химического состава углей, сланцев и глин со средним составом вмещающих пород и биоты (табл. 1). При этом максимальной оказалась корреляция с составом верхней коры, и слабее – со средней и нижней корой. Напротив, практически для всех нефти было обнаружена максимальная корреляция МЭ состава с химическим составом нижней коры. Связь МЭ состава нефти с составом биоты не столь велика как для углей, сланцев и глин, но также статистически значима. Сравнение разных МЭ показало при этом, что содержания биогенной и глубинной группы МЭ нефти не коррелированы между собой, хотя химический состав МЭ внутри одной из групп (например, концентрации таких биогенных элементов V и Ni) показывает высокую степень корреляции. Эти соотношения указывают на существование и относительную независимость двух основных источников поступления МЭ в нефть – биогенного и глубинного. Эти же тенденции сохраняются для отдельных нефтегазоносных бассейнов (табл. 2).

Более широкий охват данных показал, что исключением из описанной выше тенденции являются нефти и нефтепроявления Камчатки. Для молодых нефти кальдеры Узона и других нефти Камчатки более тесная связь выявляется со средним составом верхней или средней коры, но не нижней (табл. 2). Аналогично, более высокие значения корреляции с составом средней коры выявлены для минеральных вод районов Эльбруса и Казбека и для вод и сухого вещества грязевых вулканов Грузии и Тамани

Таблица 1

Связь МЭ состава каустобиолитов с химическим составом разных горизонтов земной коры и разных видов биоты (значения коэффициентов корреляции), по [5–7]

Глины и разные каустобиолиты	Континентальная кора			Биота			
	верх- няя	сред- няя	ниж- няя	растения		животные	
				мор- ские	назем- ные	мор- ские	назем- ные
Глины	0.90	0.85	0.83	0.77	0.72	0.53	0.46
Угли	0.84	0.76	0.78	0.78	0.71	0.48	0.50
Черные сланцы	0.82	0.84	0.80	0.78	0.75	0.57	0.56
Горючие сланцы	0.84	0.76	0.79	0.76	0.74	0.54	0.55
Нефть (усредненная)	0.60	0.58	0.63	0.61	0.58	0.59	0.54

Таблица 2

Корреляции МЭ состава нефтей основных НГБ России и средних по Камчатке со средним составом верхней, средней и нижней континентальной коры, по [5–7]

Нефти нефтегазоносных бассейнов и глубинные флюиды	Земная кора		
	Верхняя кора	Сред- няя	Ниж- няя
Днепровско-Донецкий НГБ	0.54	0.51	0.58
Тимано-Печорский НГБ	0.57	0.55	0.62
Волго-Уральский НГБ	0.59	0.60	0.63
Восточно-Сибирский НГБ	0.57	0.54	0.60
Западно-Сибирский (Шаймский район)	0.69	0.68	0.73
Нефти и нефтепроявления Камчатки	0.57	0.56	0.53
Минеральные воды районов Эльбруса и Казбека	0.80	0.82	0.77
Среднее для глин и вод грязевых вулканов Грузии и Тамани	0.75	0.76	0.72

(по данным [8]). Эти исключения, однако, только подкрепляют обсуждаемую модель. И Камчатка и районы недавно потухших вулканов Эльбруса и Казбека заведомо характеризуются повышенными глубинными температурами, соответственно, реакции дегидратации протекают здесь на

меньших глубинах, и возникающий восходящий флюидный поток несет метку меньших глубин, отвечающих составу средней или верхней, но не нижней коры.

Хорошее согласие геологических и геохимических данных, совокупно свидетельствующих в пользу модели неравновесного проточного реактора [1–4] позволяют, на основе этой модели, предложить затребованный практикой геологоразведочных работ (ГРР) на нефть и газ комплекс прогнозных признаков массивированной, в том числе глубинной нефтеносности. На региональном уровне наиболее перспективными представляются пояса потенциальной нефтегазоносности, отвечающие современным и древним зонам субдукции (возрастом примерно до 100–200 млн лет). Напомним, что геологические данные и данные по сейсмическому строению районов крупных УВ месторождений [4] убедительно свидетельствуют об их пространственной приуроченности к зонам разломов. Модель детализирует эту связь, подчеркивая особую важность зон поддвигов. Весьма полезными для уточнения потенциальной нефтеносности окажутся при этом детальные палеореконструкции, которые позволяют оценить объемы погруженного в зоны надвигов (в частности, в зоны субдукции) органического вещества осадков. Важную роль при этом могут играть детальные палеомагнитные данные, в настоящее время также не используемые при постановке ГРР на нефть и газ.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИПНГ РАН, тема «Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности (фундаментальные, поисковые и прикладные исследования)» и в рамках плана работ ИТПЗ РАН.

Литература

1. Соколов Б.А. Флюидодинамическая модель нефтегазообразования // Вестн. Моск. ун-та, сер. геол. 1996. № 4. С. 28–36.
2. Родкин М.В. Рециклиинг углерода в зонах субдукции и роль процессов рециклиинга в образовании месторождений УВ в преддуговых и задуговых бассейнах // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 221–253.
3. Родкин М.В. Происхождение нефти: старый спор – новые аргументы // Наука в России. 2004. № 5. С. 29–33.
4. Родкин М.В., Рукавишникова Т.А. Очаг нефтеобразования как неравновесная динамическая система – модель и сопоставление с эмпирическими данными // Геология нефти и газа. 2015. № 3. С. 63–68.
5. Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: Изд-во «Интеллект», 2017. 288 с.

6. Родкин М.В., Пунанова С.А. Идеи Д.И.Менделеева и происхождение нефти // Природа. 2019. № 10. С.23-30.
7. Rodkin M.V., Ngo Thi Lu, Punanova S.A. Correlation of trace element composition of oils and other caustobiolites with chemical content of different types of biota and the Upper, Middle and the Lower Earth's Crust // Vietnam Journal of Earth Sciences. 2021. Vol. 43. N 1. P. 23–31.
8. Лаврушин В.Ю. Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 348 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 599).

**Н.А. Имамвердиев¹, А.Е. Романько², И.В. Викентьев³,
А.Т. Савичев², Б. Рашиди⁴, М. Хейдари⁵**

Новые и прежние материалы по альпийскому магматизму, тектонике и металлогении некоторых структур Малого Кавказа и Восточного Ирана: интерпретация и обсуждение

Нами обобщены прежние и новые материалы по альпийскому магматизму, тектонике и металлогении отдельных структур В. Ирана (включая Cu-рудные районы и др.) и также М. Кавказа (существенно поздний кайнозой). Получены данные по расплавным включениям (включая высоководные, до 9 мас.% H₂O) в прозрачных минералах [4]. Приведем отдельные замечания и выводы:

1. Альпийский магматизм обусловлен участием мантийного компонента после отрыва (деламинации) литосферного корня при коллизии около 21 млн лет (видимо, при активности Африканского суперплюма) – по М. Кескину (сейсмический эксперимент). С 15 млн лет происходит важное раскрытия рифта Красного моря и подвиг Аравийской плиты под блок Ирана. Доминирует важнейшая, именно магматогенная **металлогения**, в том числе – и мирового класса (порфировые месторождения кайнозоя). Охарактеризована альпийская тектономагматическая и металлогеническая субмеридиональная **зональность**, связанная с указанным мантийным компонентом и субдукцией Аравийской плиты как реакцией

¹ Бакинский Государственный Университет (БГУ), Баку, Азербайджан

² Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

⁴ Сатрап ресурсиз, геокомпания, Перт, Австралия

⁵ Парс Кани, Тегеран, Иран

на раскрытие упомянутого рифта [7]. Влияние **мантийного компонента**, вероятно, сильнее на Малом Кавказе (своебразный **фронт** – влияние упомянутого суперПлюма) против Ирана (**периферия** событий), что выражено в большем масштабе магмообразования и мантийного **рудообразования**, повышенной роли щелочных и субщелочных расплавов и др. (именно на М. Кавказе).

2. Описана мощная региональная (Pg3?–N–Q) **внутриплитная** система. Ее продукты щелочные производные (до **карбонатитов Ханнешина, Афганистан** и Аравии, Q) и экзотические лампроитоподобные породы (K₂O до 9 мас.%) трубок взрыва, **Ю. Памир**, Pg-N? (с использованием данных Э.А. Дмитриева, 1976). Они формируют реконструированный субщелочной – щелочной ряд, включая редкие **магматиты с CaO = 34.8%**. Выделены и антиподы – **надсубдукционные** глубокие продукты (эоценовые (Pg2) шошонит-латит-трахидазиты и др. с промышленной металлогенией мирового класса (конкурент сходной порфировой металлогении Анд!-Анарек, Аббас-Абад и др), а позже-Pg3-Q известково-щелочные образования).

3. Важна магматическая и **металлогеническая** аналогия с промышленной порфировой минерализацией аналогов Кураминской зоны, Тянь-Шань (поздний палеозой), с учетом данных В.А. Коваленка и др. по включениям. Лишь молибден (**Mo**) – коррелирующий с K и SiO₂ – угнетен в В. Иране, в отличие от упомянутой Кураминской зоны. Богатейшая **порфировая** минерализация региона (главная фаза – Pg2, до N1) обусловлена активностью источника в обогащенной мантии и **разубоживается** после отрыва (деламинации) литосферы в олигоцене (Pg3) и – как следствие – **затруднения** проникновения расплавов–источника рудных компонентов, учитывая данные Хашке и др. (Haschke et al., 2010 [7–10]).

4. На востоке Ирана **впервые** выявлены неожиданно **высокотемпературные**, 1150–1220 °C, **кислые** калиевые **расплавные** включения силикатного стекла в высоко-К же кислых породах квартера? с субдукционными характеристиками (против НЕтичности указанных включений в **перегретых внутриплитных (N–Q)** и шошонит-латитовых...(Pg2) надсубдукционных производных. Своебразны кислые включения (иногда с необычно высоким содержанием Zn, Cu и др.) в позднейшем кислом/ультракислом расплаве стратовулкана Базман (N–Q), T = 680 °C и высоким содержанием H₂O – по независимым методам, на пределе до 9.0 мас.% – по В.Ю. Прокофьеву и др., 2019 [8–10]. Устойчив дефицит европия – Eu/Eu* = 0.38–0.78, (La/Yb)N = 7.8. Этот позднейший расплав **долго-Живущего** (N1–Q, не менее 24 млн. лет) вулкана Базман интерпретируем как остаточный ввиду **аномального** термического состояния региона – по прежним и новым данным. **Флюидные** углеводородные (УВ) и **водные включения** наиболее развиты в щелочных породах золотоносного

массива Лар (N1 – миоцен?), диоритах (Pg3-N1 – олигоцен-миоцен?) на контакте с карбонатами, а наименее – в структурированных офиолитах и их меланже (К – мел). На западе **Ирана** в палеогене известны флюидные включения со значительной $T = 300^{\circ}\text{C}$. Многочисленны средние и кислые магматиты, отвечающие аналогам из классических отечественных работ [1–6].

5. Давно известна и **углеводородная (УВ)**, субмеридиональная зональность гигантского УВ-пояса (явно обусловленная глубинным разломом) от Персидского залива (УВ-колонка пермь–неоген) – через Каспий – до Баренцева моря, по В.Л. Сывороткину и др., 2016 и мн. др. Возможно, это связано и со снижением/колебанием теплового эффекта упомянутого суперплюма на север. Выявляется и частная зональность в пределах этого гигантского пояса – своеобразные **волны УВ** (в связи с неоднородностью теплового потока?). Привлекательно **совместное** участие как основного биогенного, так и подчиненного abiогенного факторов (учитывая и авторитет отечественного гения **Д.И. Менделеева** – общие данные о небиогенном факторе на то время; работы Н.А.Кудрявцева; В.Б.Порфириева, Т. Голда (T. Gold), М.В. Родкина, С.А. и А.А. Маракушевых, А.И. Тимуризева, В.Л. Сывороткина, Д.А. Астафьева, А.М. Кузина и др. Довольно давно известна и связь **рудной минерализации и УВ** (например, для Ю. Урала – УВ обычно находятся **ниже и образуются позже?**).

Авторы очень благодарны А. Хушманзаде, М.А.А. Ноголь Садату и Е.Л. Романько – руководителям наших первых полевых работ в Иране; а также В.Г. Трифонову, В.В. Ярмолюку, А.В. Гирнису, В.Ю. Прокофьеву, А.Д. Бабанскому и мн. другим специалистам за ценные консультации, полезную критику и пр.

Данное исследование выполнено в рамках темы госзадания Геологического института РАН.

Литература

1. *Лучицкий И.В.* Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 С.
2. Магматические горные породы. Средние и кислые породы. Ред. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. М: Наука, 1983. 410 с.
3. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
4. *Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б., Романько А.Е., Плечов П.Ю., Балашова А.Л., Имамвердиев Н.А.* Низкотемпературные кислые расплавы вулкана Базман, Иран // Доклады РАН, 2019. Т. 485. № 5. С. 422–425.
5. *Русинов В.Л.* Метасоматические процессы в вулканических толщах. Наука, 1989. 213 с.
6. *Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П.* Физико-химические условия магмообразования Сибирского плюма по данным расплавных микро-

включений в меймечитах Маймеч-Котуйской провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 311–323.

7. *Imamverdiyev N.A., Romanko A., Abdullayeva Sh.F., Prokofiev V., Vikentev I., Savichev A., Heidari M., Rashidi B.L.* Caucasus – east Iran, Middle East: Some materials on geology and metallogeny, «hot» tectonics due to the African superPlume activity, melt and fluid inclusions; different data on hydrocarbons (OIL, HC), and some problems. News of Baku State University. 2014. N 3. P. 113–136

8. *Prokof'ev V.Yu., Bortnikov N.S., Zorina L. D., Kulikova Z. I., & Matel N.L.* The Darasun intrusive-related Au-polimetallic deposit, E-Transbaikalia, Russia: Petrochemical, melt and fluid inclusion, REE and stable isotope (O, C, and S) studies. Applied Mineralogy. Rammlmair et al, eds. Balkema, Rotterdam, 2000. P. 399–402.

9. *Romanko A., Imamverdiyev N.A., Prokofiev V., Vikentev I., Rashidi B., Savichev A., Heidari M.*, 2018. Some new and previous materials on Alpine magmatism, tectonics, melt and fluid inclusions, and metallogeny in Eastern Iran. International Journal of Mining Science. 2018. V. 4. Issue 1. P. 11–28.

10. *Vikentev I.V., Yudovskaya M.A., Mokhov A.V., Kerzin A.L., Tsepin A.I.* GOLD AND PGE IN MASSIVE SULFIDE ORE OF THE UZELGINSK DEPOSIT, SOUTHERN URALS, RUSSIA. Canadian Mineralogist. 2004. V. 42. P. 651–665.

**Т.В. Романюк¹, А.В. Страшко^{2,3}, Н.Б. Кузнецов²,
А.А. Колесникова², А.С. Новикова²**

Верхнее ограничение возраста оphiолитовой ассоциации мыса Фиолент (Крым)

В Горном Крыму (ГК) магматические тела группируются в 5 ареалах (рис. 1). До недавнего времени возраст магматитов в ГК был обоснован преимущественно полевыми (в т.ч. в отдельных случаях биостратиграфическими) методами и очень ненадежными геохронологическими данными (K-Ar или Ar-Ar датирование). Так, в работе [13] были представлены результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования 10 образцов и геохимического изучения

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

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

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

31 образца магматитов ГК. Значительная часть изученных образцов была классифицирована как породы пониженной кремнекислотности (андезиты, диориты, базальты) и повышенной щелочности, а образец CUKR3 из Первомайского штока – как щелочной сиенит-монzonит (alkali-syenite-monzonite). Полученные датировки статистически распались на две группы. Магматиты ареала «Карадаг» показали чуть более молодые возрасты (142–151 млн лет), чем магматиты из ареала «Бодрак-Первомайский» (158–172 млн лет). При этом возраст (144–180 млн лет) единственного образца из Первомайского штока (CUKR3) показал очень большую аналитическую погрешность.

В последние годы появились и высокоточные геохронологические данные, сводка которых приведена ниже.

1. В окрестностях села Трудолюбовка (к северу от Бодракского разлома) распространены тела габброидов, диабазов, габбро-диабазов, долеритов, габбро-диоритов и микро-диоритов, включая Первомайский шток и Джидайскую интрузию. Возраст габбро-долеритов Джидайской интрузии (по 9 кристаллам циркона) 169.7 ± 1.5 млн лет; долеритов Первомайского штока (по 16 кристаллам циркона) 174.2 ± 1.2 млн лет; порфировых лейкократовых базальтов одного из силлоподобных тел, расположенного к востоку от села Трудолюбовка (по 5 кристаллам циркона) 144.2 ± 2.0 млн лет; базальтоиды еще для двух тел (по 2 и 1 кристаллам циркона) 136 и 125 млн лет (SHRIMP-II, U-Pb датировки по циркону [5].

2. Массивы гранитоидов, слагающих горы Аюдаг и Кастель, и ассоциированные с ними меньшие интрузивные тела, возраст которых по регионально-геологическим данным – бат–байос [10, 11 и мн. др.]. Геохронологические оценки возраста магматизма этого ареала пока ограничены только косвенными данными – изучением единичных зёрен циркона, выделенных из конгломератов нижней толщи верхнеюрской демерджийской свиты г. Южная Демерджи, методом фишен-трек (ZrFT) [9]. По мнению авторов этой работы, изученные зёрна циркона произошли из гранитоидов г. Кастель, а возраст магматизма ареала «Аюдаг-Кастель» не моложе 150 млн лет.

3. Базальты, андезиты и дациты, слагающие часть горного массива Карадаг (вулканические постройки Хоба-Тепе и Святая Гора). Для вулканитов Карадага недавно получен Ar-Ar возраст 172.8 ± 4.5 млн лет [15] и, таким образом, результаты датирования магматитов ареала Карадаг (142–151 млн лет), опубликованные в работе [13], не подтвердились.

4. Апоперидотитовые серпентиниты, габброиды, базальты, долериты и плагиориолиты района Гераклея, обнаженные на мысе Фиолент и в его окрестностях [1, 2, 6–8]. Двумя скважинами на Гераклейском плато вскрыты магматиты [12]. Попытка получить U–Pb-изотопный возраст по 3 зернам кристаллам циркона из дайки долеритов Центрального Фиолента



Рис. 1. Геологическая схема Горного Крыма по [14] с упрощениями и добавлениями. Цифры в кружках – ареалы позднетриасово (?)–юрского магматизма (цифры – изотопный возраст в млн лет: красный цвет – U–Pb-изотопное датирование по циркону, черный – K–Ar датировка). Пояснения см. в тексте.
 1 – мелководно-морские отложения (верхний мел – эоцен); 2 – отложения шельфа и континентального склона (нижний мел); 3 – отложения шельфа (келловей–берриас); 4 – вулканогенно-осадочные отложения, моласса, шельфовые отложения (среднеюрские комплексы); 5 – флишевые толщи таврической и эскиординской серий (верхний триас – нижняя юра); 6 – троговые и шельфовые отложения (келловей–неоген); 7 – деформированные шельфовые осадки (келловей–эоцен)

на установке SHRIMP-II дали оценки – 1771 ± 28 млн [12]. Это значение интерпретировано либо как возраст мантийного субстрата, из которого выплавлялись базитовые магмы, либо как возраст циркона из докембрийских пород, захваченного при движении магмы к поверхности. Для плагиориолита K–Ar-методом определен возраст в 174 млн лет.

5. Магматиты Тессельского осадочно-вулканогенного комплекса в окрестностях Фороса. Есть единичная биостратиграфическая находка, позволяющая допускать возможный позднетриасовый возраст некоторых магматических тел Тессельского комплекса [3, 4], однако других уверенных подтверждений проявлений позднетриасового магматизма в Тессельском комплексе пока нет. Возможно, что под центральной частью Качинского поднятия есть позднетриасовые или юрские магматиты. В 60-е годы XX века здесь были пробурены скважины № 1кч и 2кч, которые на глубинах более 2000 метров вскрыли четыре интервала магматических пород мощностью от 50 до 150 метров. Вмещающие породы этих магматических тел – алевролиты и аргиллиты таврической серии [3, 4].

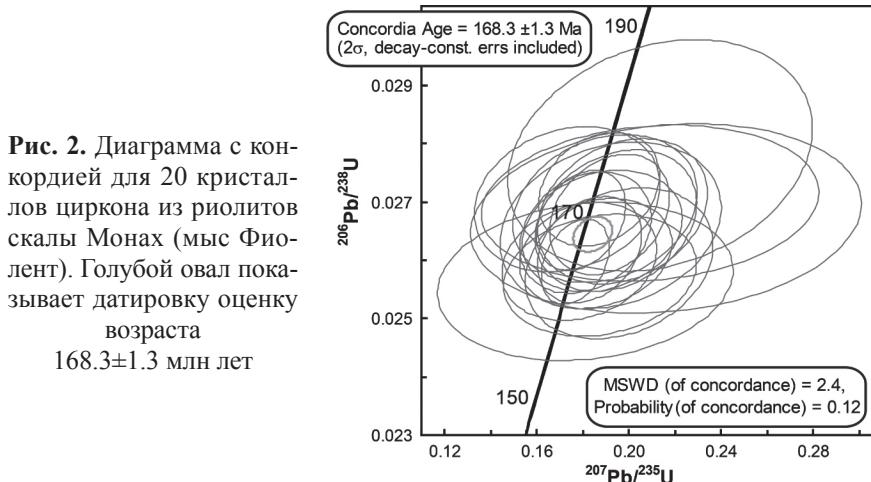


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для 20 кристаллов циркона из риолитов скалы Монах (мыс Фиолент). Голубой овал показывает датировку оценку возраста 168.3 ± 1.3 млн лет

Таким образом, только для 2 объектов Горного Крыма – Первомайского штока и Джидайской интрузии к 2021 г. известны современные надежные высокоточные изотопные датировки.

В 2021 г. по 20 магматогенным кристаллам циркона из риолитов скалы Монах (мыс Фиолент) нами получена U-Pb (SHRIMP-II) датировка 168.3 ± 1.3 млн лет (рис. 2). В настоящее время это самая надежная в методическом и метрологическом смысле геохронологическая датировка магматических образований Крыма.

С учетом того, что с риолитами мыса Фиолент пространственно, а скорее всего и парагенетически, связаны околоврудные (мыс Виноградный) и рудные колчеданные образования (полуостров Гераклея), а также шаровые базальты, габброиды и серпентинизированные гипербазиты, объединяемые в офиолитовую ассоциацию мыса Фиолент [1, 2, 6–8], можно с некоторыми оговорками заключить, что полученная датировка риолитов скалы Монах, является верхним ограничением возраста всей офиолитовой ассоциации мыса Фиолент.

Работа выполняется в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и ИФЗ РАН, при финансовой поддержке гранта РФФИ № 19-05-00284.

Литература

1. Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Короновский Н.В и др. Первая находка серпентинитов в коренных обнажениях Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 12–20.

2. Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Короновский Н.В и др. Первая находка серпентинитов в береговых обрывах Гераклейского полуострова юго-западного Крыма // ДАН. 2017. Т. 475. № 1. С. 57–59.
3. Лысенко В.И. Лавовые палеопотоки триасового вулканизма в юго-западной части Горного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2019а. Т. 5(71). № 3. С. 306–325.
4. Лысенко В.И. Лавовые палеопотоки триасового вулканизма в юго-западной части Горного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2019б. Т. 5(71). № 4. С. 230–253.
5. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U–Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Докл. РАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66–72.
6. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гущин А.И., Короновский Н.В., Царев В.В. Офиолитовая ассоциация района мыса Фиолент (юго-западный Крым) // Геотектоника. 2016. № 1. С. 25–40.
7. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гущин А.И., Царев В.В. Природа магматизма района мыса Фиолент (юго-западный Крым) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 6. С. 14–22.
8. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Гущин А.И., Короновский Н.В., Типы брекчий офиолитовой ассоциации юго-западного Крыма и их значение для палеогеодинамики региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 3. С. 35–40.
9. Соловьев А.В., Рогов М.А. Первые трековые датировки цирконов из мезозойских комплексов полуострова Крым // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 74–82.
10. Спиридовон Э.М., Федоров Т.О., Ряжовский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–133.
11. Фиколина Л.А., Белецкий С.В., Белокрыс О.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Скифская. Лист L-36 – Симферополь. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 979 с.
12. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Киев: Наук. Думка, 2016. 235 с.
13. Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J. et al. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): Implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // Lithos. 2010. Vol. 119. P. 412–426.
14. Nikishin A.M., Romanyuk T.V., Moskovskii D.V. et al. Upper Triassic Sequences of the Crimean Mountains: First Results of U–Pb Dating of Detrital Zircons // Moscow University Geology Bulletin. 2020. Vol. 75. N. 3. P. 220–236. DOI: 10.3103/S0145875220030096.

15. Popov D.V., Brovchenk V.D., Nekrylov N.A. et al. Removing a mask of alteration: Geochemistry and age of the Karadag volcanic sequence in SE Crimea // Lithos. 2019. Vol. 324. P. 371–384.

**Д.А. Рыжова¹, М.В. Коснырева¹, Е.П. Дубинин²,
А.А. Булычев¹**

**Структурный анализ геофизических полей
Сейшельско-Маскаренского плато
и плотностное моделирование**

Северо-западная часть Индийского океана является уникальным районом, в структуре литосферы которого встречается немало хребтов и поднятий, сложенных континентальной корой. Сейшельско-Маскаренское плато является наиболее крупной и протяженной структурой этого типа. Она включает три различных морфоструктурных фрагмента: Амирантский хребет, Сейшельскую банку и Маскаренский хребет (рис. 1).

На формирование данного плато повлияли плюмы и горячие точки, активно работающие во время отделения Индии от острова Мадагаскар. Сейсмические данные отражают типичный континентальный профиль распределения скоростей в земной коре и показывают изменчивость глубины Мохо от 28 до 41 км между островами в пределах Сейшельского архипелага [13]. Они также свидетельствуют, что континентальная кора протягивается до самых северных границ плато.

Целью работы является изучение структур Сейшельско-Маскаренского плато океана с помощью потенциальных полей и плотностного моделирования. Основными материалами для исследования служила информация о рельефе дна океана TOPEX [9], его возрасте [12], об аномалиях силы тяжести в свободном воздухе [8] и в редукции Буге с плотностью 2.67 г/см³, рассчитанных с учетом сферичности [1], аномалии магнитного поля ΔТ (модель EMAG2) [11]. Также были использованы модель сейсмотомографии SL2013sv [10] и превышения геоида над эллипсоидом относимости [6].

Анализ потенциальных полей в ходе исследования включал в себя разложение поля на низко-, средне- и высокочастотные компоненты, качественный (визуальный) анализ аномальных полей и морфологических осо-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Музей землеведения, МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

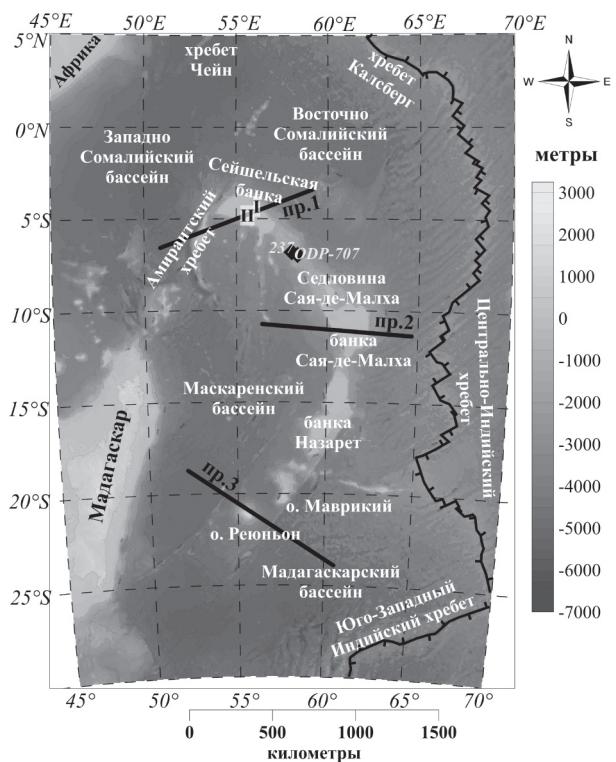


Рис. 1. Карта рельефа Сейшельско-Маскаренского плато, прилегающих котловин и основных тектонических структур: I – о. Маэ, II – о. Праслен, с расположением профилей двумерного моделирования и скважин глубоководного бурения 237 и ODP-707

бенностей выделенных компонент, установление взаимосвязи выделенных компонент. Выделение компонент полей осуществлялось при помощи различных методов преобразований, в частности пересчетом аномальных полей в верхнее полупространство, осреднение в окне, метод Саксова-Нигарда, вычисление высших производных.

Западно-, Восточно-Сомалийская, Маскаренская и Мадагаскарская котловины в потенциальных полях и плотностном моделировании отображаются значениями, типичными для океанической коры. В магнитном поле они выделяются знакопеременными линейными аномалиями, имеют разный возраст и отражают сложную картину распространения морского дна. В поле силы тяжести в редукции Буге – повышенными до 450 мГал значениями поля, в свободном воздухе – наблюдаются близкие к нулевым значения аномального гравитационного поля.

В потенциальных полях Ам irантский хребет, банки Сейшельская и Сая де Малха имеют наиболее низкие значения в гравитационном поле (до 30 мГал), что, по мнению большинства исследователей, свидетельствует о континентальной природе, слагающей их коры. Этот факт подтверждается

плотностным моделированием, а также результатами морского бурения, вскрывшего гранитоиды позднепротерозойского возраста.

Острова Реюньон и Маврикий выделяются изометричными аномалиями в потенциальных полях. В аномальном гравитационном поле в свободном воздухе амплитуда аномалий достигает до 510 мГал над островом Реюньон и до 350 мГал над островом Маврикий. В поле силы тяжести в редукции Буге они выделяются интенсивными пониженными значениями (-120 мГал и -50 мГал). Остров Маврикий представлен в аномальном магнитном поле изометричной отрицательной аномалией интенсивностью -195 нТл. Над островом Реюньон наблюдается аналогичная, но положительная аномалия интенсивностью более 500 нТл. Плотность блоков коры в центральной части, непосредственно под островом достигает 2.9 г/см³ по периферии уменьшается до 2.77 г/см³, что может говорить о значительной роли магматических пород и андерплейтинга, связанных с пломбовой активностью, в формировании структуры его коры.

По результатам исследований было выявлено различное строение Сейшельско-Маскаренского плато с севера на юг. Северная часть плато представлена континентальным типом коры, а южная – утолщенная океаническая кора, связанная с пломбовой активностью и андерплейтингом. Были построены плотностные модели, проходящие через северную, центральную и южную часть плато, которые подтверждают их различное строение.

Литература

1. Булычев А.А., Кривошея К.В., Мелихов В.Р., Зальцман Р.В. Вычисление аномального гравитационного потенциала и его производных на сфере // Вестник МГУ. Сер.4. Геология. 1998. № 2. С. 42–46.
2. Пущаровский Ю.М. Тектонические типы глубоководных впадин Индийского океана // Геотектоника. 2007. №5. С. 23–37.
3. Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Барановский М.С., Грохольский А.Л. Строение литосферы и условия формирования Чагос-Лаккадивского хребта (плотностное и физическое моделирование) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 4. С. 36–48.
4. Ashwal L.D., Demaiffe D., Torsvik T.H. Petrogenesis of Neoproterozoic granitoids and related rocks from the Seychelles: the case for an Andean arc origin // J. Petrol. 2002. Vol. 43. P. 45–83.
5. Ashwal L.D., Wiedenbeck M., Torsvik T.H. Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius// Natural communications. 2017. P.1–9.
6. Barthelmes F. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models. Scientific technical Rep STR09/02. Potsdam: German Research Centre for Geosciences (GFZ), 2013. 32 p.

7. Bhattacharya G.C., Yatheesh V. Plate-Tectonic Evolution of the Deep Ocean Basins Adjoining the Western Continental Margin of India – A Proposed Model for the Early Opening Scenario // Petroleum Geosciences: Indian Contexts. 2015. P. 1–61.
8. Sandwell D.T., Muller R.D., Smith W.H.F. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. Vol. 346. P. 65–67.
9. Sandwell D. T., Smith W. H. F., Gille S., Kappel E. et al. Bathymetry from Space: Rationale and requirements for a new, high-resolution altimetric mission // Comptes Rendus Geoscience. 2006. Vol. 338. P. 1049–1062.
10. Schaeffer A.J., Lebedev S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophysical Journal International. 2013. Vol 194. P. 417–449.
11. Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H., Bournas N. et al. EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2009. Vol. 10. N 8. P. 1–12.
12. Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates and spreading symmetry of the world's ocean crust. // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. N 4. P. 1–19.
13. Torsvik T., Amundsen H., Hartz E. et al. A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean // Nature Geoscience. 2013. Vol. 6. P. 223–227.

**А.В. Рязанцев¹, Б.Г. Голионко¹, А.В. Скобленко¹,
С.Н. Соболев², Н.А. Каныгина¹**

Максютовский и тулепсайский высокобарические комpleксы Южного Урала и Мугоджар: новые данные о возрасте и обстановках формирования

Высокобарические комплексы на Южном Урале и в Мугоджарах находятся к западу и к востоку от Магнитогорской синформы, слагая подстилающие ее аллохтоны, налегающие на комплексы континентальной окраины.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс сформирован в среднем девоне при коллизии Магнитогорской дуги с пассивной окраиной Балтики [11]. Значения возраста пикового метаморфизма находятся в основном в интервале 384–390 млн л [2, 3, 9, 13, 16].

Определение абсолютного возраста обломочных цирконов из кварцитов юмагузинской и карамалинской серий максютовского комплекса [4] позволило установить их ордовикский, силурийский и вендский возраст. В настоящее время в разрезе юмагузинской свиты выявлены метатуфовые сланцы, возраст которых по акцессорным цирконам 548 ± 4 млн лет. Ранее был определен доордовикский возраст протолита некоторых ортопород [2, 3, 8, 5, 16]. В работах [2, 3, 8] отмечаются признаки проявления докембрийского метаморфизма в эклогитах комплекса.

Нами изучены эклогиты в районе дер. Шубино, где с ними связано месторождение рутила. Основное рудное тело слагает крылья лежачей изоклинальной складки, полого ($5\text{--}10^\circ$) погружающейся на запад, мощность его до 30 м. Это деформированный силл, залегающий среди толщи графитовых кварцитов, и слюдисто-кварцевых сланцев, которые чередуются с гранат-глаукофановыми и гранат-глаукофан-омфацитовыми сланцами, образованными по вулканогенно-осадочным и вулканогенным породам основного и среднего состава. Здесь же обнажены эклогиты, образованные по пиллоу-базальтам, сохранившие первичные морфологические особенности. В структуре присутствуют тела tremolite-tальковых метаультрамафитовых метасоматитов и метабазитовые гранатовые омфациты. Фрагмент структуры с эклогитами, можно интерпретировать как меланж, слагающий шарьяж.

В пределах рудного тела выделяются две основные группы эклогитов, которые отличаются по химическому составу, составами гранатов и омфацитов. В 1-й группе внутренние зоны порфиробластов гранатов имеют состав $\text{Prp}_{17-22}\text{Alm}_{58-57}\text{Sps}_{1.4-1.6}\text{Adr}_{0.2-0.3}\text{Grs}_{22-20}$. Они содержат включения кварца, глаукофана, рутила, апатита, цоизита, обрастающего алланит. Внешние зоны без включений имеют состав: $\text{Prp}_{24-26}\text{Alm}_{56-58}\text{Sps}_{1.8-2.0}\text{Adr}_{0-0.6}\text{Grs}_{18-14}$. В омфаците $\text{Jd}_{33-36}\text{Aeg}_{29-31}$. По химическому составу породы соответствуют базальтам и андезибазальтам толеитовой серии с $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9\text{--}13\%$; $\text{TiO}_2 = 3\text{--}4.6\%$, до 5.6%; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 7\text{--}15$; $\text{FeO}^* = 9.9\text{--}15.6$; $F = \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + 1.37\text{MgO}) = 0.55\text{--}0.76$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 7\text{--}10$. На диаграмме $\text{Th}-\text{Hf}/3\text{--Nb}/16$ точки составов находятся в поле внутриплитных базальтов. Во 2-й группе внутренние части гранатов обогащены спессартином (Sps_{50-34}). В омфаците $\text{Jd}_{38-42}\text{Aeg}_{7-0.6}$. Породы по составу отвечают базальтам-трахиандезибазальтам известково-щелочной серии с $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18.7\text{--}20.7\%$; $\text{TiO}_2 = 0.9\text{--}2.1\%$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.2\text{--}4.7$; $\text{FeO}^* = 7.4\text{--}13.9$; $F = 0.5\text{--}0.6$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 1.3\text{--}4.2$. На диаграмме $\text{Th}-\text{Hf}/3\text{--Nb}/16$ точки находятся в поле E-MORB.

Эклогиты испытали 4 эпизода прогрессивных метаморфических преобразований, с пиковыми параметрами $T > 800\text{--}910^\circ\text{C}$, $P \sim 2.5\text{--}3.5$ ГПа [15]. При помощи комбинации Grt-Cpx геотермометра [17] и геотермометра Ti в кварце [18] по кварцу в матрице и во включениях в гранате, и моделирования в PerpleX по валовому составу породы, нами предварительно определены пиковые $P\text{-}T$ -параметры метаморфизма в эклогитах 1-й группы: $T \sim 750\text{--}850^\circ\text{C}$, $P \sim 1.5\text{--}2$ ГПа.

Из высокожелезистых эклогитов 1-й группы были выделены цирконы, среди которых преобладают кристаллы неправильной сглаженной формы, с корродированными поверхностями. На CL изображениях цирконы имеют пятнистую серую окраску, типичную для метаморфических цирконов. В цирконах $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.01\text{--}0.02$. В подчиненном количестве присутствуют цирконы такой же морфологии, но с осцилляторной зональностью с $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.32\text{--}0.63$. По 11 точкам из метаморфических цирконов получено значение 385 ± 4 млн лет, которое определяет возраст метаморфизма. По 3-м точкам из магматических цирконов получено значение 897 ± 6 млн лет, которое определяет возраст магматического протолита. Близкий возраст метаморфизма для эклогитов Шубинского месторождения был получен U-Pb методом по рутилам [13].

Для эклогитов месторождения по результатам U-Pb исследований цирконов ранее был установлен возраст метаморфизма около 561 ± 10 млн лет а также приведен ряд более древних значений [8]. Анализ этих данных позволяет предполагать, что все цирконы являются ксеногенными.

Восточнее рудного тела обнажаются крупнокристаллические массивные фенит-альбит-гранат-глаукофановых сланцы, сходные по составу с эклогитами 2-й группы. Из них выделены многочисленные цирконы, с близкими к изометричной формами, со сглаженными кристаллографическими очертаниями, в которых присутствуют метаморфические каймы двух генераций, и ядра с осцилляторной зональностью. В ядрах и внутренних каймах $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.3\text{--}1.4$ и по 29 точкам в ядрах и каймах получены близкие значения возраста около 650 млн л. Эти значения близки к Sm-Nd изохронному возрасту эклогитов [5].

К северо-востоку от рудного тела обнажаются гранат-омфацитовые породы. В порфиробластах гранатов внешние зоны имеют состав $\text{Prp}_{7\text{--}10}\text{Alm}_{32\text{--}54}\text{Sps}_{4\text{--}8}\text{Adr}_{1\text{--}2}\text{Grs}_{29\text{--}33}$, а внутренние $\text{Prp}_{1\text{--}2}\text{Alm}_{41\text{--}54}\text{Sps}_{21\text{--}37}\text{Adr}_{1\text{--}2}\text{Grs}_{29\text{--}34}$. В пироксенах $\text{Jd}_{41\text{--}46}\text{Aeg}_{4\text{--}6}$. Породы по составу отвечают трахиандезибазальтам известково-щелочной серии с $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.6\%$; $\text{TiO}_2 = 0.4\%$; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 41.3$; $\text{FeO}^* = 5.4$; $F = 0.4$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 2.5$. На диаграмме Th-Hf/3-Nb/16 точки находятся в поле островодужных пород. Породы обогащены по всему спектру редкоземельных элементов, а содержания циркония составляют 650 г/т. Из породы выделены многочисленные цирконы

с метаморфическими каймами, имеющими возраст 379 ± 3 млн лет, а в ядрах возраст 500 млн лет.

Талдыкская антиформа на западе Восточно-Мугоджарской зоны перекрывается аллохтоном Магнитогорской антиформы, а на востоке – аллохтонными комплексами Балкымбайского грабена. В структуре антиформы выделяются две серии: нижняя – южномугоджарская, в которой преобладают мигматизированные амфиболиты, и верхняя – талдыкская, сложенная кварцитами, кварц-слюдяными и кианитовыми сланцами, гнейсами, лептинитами [10]. Серии прорваны гранито-гнейсами мильсайского комплекса, имеющими по нашим данным возраст протолита 489 ± 3 млн лет, 545 ± 4 (SHRIMP-II), и 521 ± 14 млн лет (LA-ICP-MS). Все породы подверглись метаморфическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации, в редких случаях более высоких ступеней [1, 6]. Среди амфиболитов южномугоджарской серии присутствуют линзы мраморов с рифейскими акритархами [6, 10]. Полученные ранее геохронологические данные по цирконам (U–Pb TIMS) сами авторы этих исследований [7] расценивали, как предварительные.

Амфиболиты южномугоджарской серии образованы, вероятно, как за счет магматических, так и осадочных пород. По химическому составу породы отвечают низко- и умеренно-калиевым базальтам и андезибазальтам толеитовой серии, а по содержанию рассеянных элементов близки к островодужным образованиям. Среди амфиболитов отмечаются тела эклогитов (тулепсайский комплекс), для которых типичны симплектитовые срастания диопсида и олигоклаза вокруг реликтов омфацита. Омфацит содержит 24–39% жадеитового минала. Кроме того, в породе установлен магнезиогастингсит, эгирин-авгит, клиноцизит, рутил. В эклогитах каймы гранатовых порфиробластов имеют $\text{Prp}_{20}\text{Alm}_{44-52}\text{Sps}_{1,8-2}\text{And}_{5-3}\text{Grs}_{26-21}$, а в ядрах $\text{Prp}_{23-33}\text{Alm}_{49-52}\text{Sps}_{1,8-2}\text{And}_4\text{Grs}_{19-25}$. Параметры метаморфизма пород на около-пиковой стадии предварительно могут быть оценены как $P = 14-16$ кбар; $T = 700-800$ °C. Из эклогитов выделены цирконы с бесструктурными метаморфическими ядрами и метаморфическими каймами, отвечающие двум этапам метаморфизма. В ядрах сохраняются единичные мелкие участки с осцилляторной зональностью. Данные по всем участкам цирконов близки и, в целом, представляют значение, характеризующее пиковый метаморфизм – 374 ± 3 млн лет (SHRIMP-II). Близкое значение возраста метаморфизма (375 ± 5 млн лет, LA-ICP-MS) установлено для гранито-гнейсов мильсайского комплекса. Возраст метаморфизма коррелируется со значениями возраста одной из стадий метаморфизма максютовского комплекса (375 ± 2 млн лет) [14]. Максютовский и тулепсайский комплексы являются близкими по возрасту структурными аналогами, слагая нижние аллохтоны на разных крыльях Магнитогорской синформы. Субстратом для внедрения интрузий основного состава, пред-

ставляющих протолит эклогитов, по-видимому, являются нижнерифейские толщи. В меланжевых зонах максютовского комплекса кроме девонских, присутствуют докембрийские кристаллические сланцы. Формирование тулепсайского и максютовского комплексов в девоне отражают одни и те же геодинамические обстановки коллизии дуги-континент.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 20-05-00308, №20-5518017 в рамках госзадания 0135-2019-0049.

Литература

1. Бирюков В.М. Высокобарические комплексы подвижных поясов. Москва: Наука, 1988. 207 с.
2. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса, Южный Урал // Литосфера. 2013. № 4. С. 50–61.
3. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. УНРМ эклогит максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 2015. Т. 461. № 3. С. 316–321.
4. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Каныгина Н.А. Строение и геодинамическая эволюция максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) по данным структурного анализа и результатам U-P датирования зерен обломочного циркона // Геотектоника. 2021. № 6. С. 1–29.
5. Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб.: ИГГД РАН, 1995. 272 с.
6. Ефимов И.А., Бурд Г.И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембра Мугоджар // Советская геология. 1970. № 11. С. 36–89.
7. Краснобаев А.А., Баянова Т.Б. Новые данные по цирконовой геохронологии Талдыкского блока Мугоджар // Ежегодник-2005. Екатеринбург: Изд-во Института геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 297–300.
8. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н. и др. Цирконология рутиловых эклогитов максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 3. С. 342–346.
9. Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С. и др. Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным) // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 109–125.
10. Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т. и др. Докембр и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Издательство МГУ, 1977. 268 с.
11. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогенеза). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.

12. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. и др. Реконструкция вендинской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. № 4. С. 43–59.
13. Beane R.J., Connelly J.N. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U–Pb, and Sm–Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov complex southern Ural mountains // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. P. 811–822.
14. Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta, 2002. Vol. 66. N 7. P. 1221–1235.
15. Fedkin V.V., Burlick T.D., Leech M.L. et al. PetroTECTonic origin of mafic eclogites from the Maksyutov subduction complex, south Ural Mountains, Russia // Geological Society of America. Special Paper 552. 2021. P. 177–195.
16. Leech M.L., Willingshofer E. Thermal modeling of the UHP Maksyutov Complex in the south Urals // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 226. P. 85–99.
17. Renna E. The garnet-clinopyroxene Fe²⁺ -Mg geothermometer: An updated calibration // Journal of Metamorphic Geology. 2000. Vol. 18. N 2. P. 211–219.
18. Thomas J. B., Bruce Watson E., Spear F. Titan in Q under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. Vol. 160. P. 743–759.

И.А. Савинский¹, И.Ю. Сафонова^{1,2}, А.А. Перфилова^{1,2}

U-Pb возраст детритовых цирконов из обломочных пород формации Горки Улан-Баторского аккреционного комплекса, центральная Монголия

Формация Горки входит в состав Уланбаторского аккреционного комплекса (УБАК) из восточной части Хангай-Хентейского турбидитового бассейна, расположенного в центральной Монголии [1]. Отложения формации Горки выходят на поверхность южнее г. Улан-Батор и протягиваются на юго-запад более чем на 200 км. Формация содержит базальты, кремни с радиоляриями верхнего силура – верхнего девона, кремнистые аргиллиты/алевролиты/сланцы и обломочные породы (турбидиты, пес-

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

чаники). Нижняя часть формации включает базальты и перекрывающие кремни. Состав базальтов (MORB, OIB; [11]) и скрытозернистая структура и ленточная текстура кремней предполагает их образование в глубоководных условиях океанического дна. В верхней части формации преобладают кремнистые сланцы и турбидиты.

Стратиграфическая последовательность всех пород формации Горки соответствует ассоциации «стратиграфии океанической плиты» (СОП) [5] и литологически и структурно она схожа с разрезом Инуяма, юрского аккреционного комплекса Мино центральной Японии. Основное сходство состоит в последовательности отложений СОП и повторяемости тектонических пластин, сложенными кремнями, кремнистыми аргиллитами и турбидитами [5]. Ее структура соответствует структуре аккреционных комплексов, образованных на конвергентных окраинах тихоокеанского типа [14].

Исходные стратиграфические взаимоотношения пород формации Горки были сильно нарушены в процессе аккреции пликативными и дизъюнктивными деформациями. Для определения возрастных этапов аккреции и направления субдукции в структуре формации Горки выделено пять тектонических пластин/сегментов (I–V), разделенных разломами северо-восточного простириания. Каждая тектоническая пластина отличается последовательностью и типами пород, находящихся в разрезе, а также структурными характеристиками и стилями деформаций. В некоторых сегментах в основании разреза присутствуют базальтовые пиллоу-лавы OIB типа, образованные в обстановке океанического острова [7, 11, 13].

U-Pb возраст детритовых цирконов из песчаников Хангай-Хентейского бассейна преимущественно ранне-каменноугольного возраста в интервале от 354 до 339 млн [6]. Бимодальные распределения U-Pb возрастов детритовых цирконов из песчаников формации Горки по [10] имеют карбон-позднедевонские пики – 305 и 322, 325 и 342, 330 и 365, 340, 325 и 353, 340 и 380 млн лет. Возможно, не все полученные пики по [10] относятся к формации Горки, мы предполагаем, что карбоновые пики могут относится к вышележащей формации Алтанову, которая действительно карбонового возраста. Полученные ранее более древние U-Pb возрасты детритовых цирконов из песчаников [2] в пределах УБАК и частично из формации Горки имеют следующие пики – 372 и 403, 358 и 394, 374 и 420, 404 и 370, 388 и 437 млн лет.

U-Pb спектры возрастов детритовых цирконов (обр. MN136), полученные из образцов Сегмента I и Сегмента II формации Горки, имеют унимодальный характер, но все же отличаются, а самый молодой U-Pb возраст – 319 млн лет (рис. 1). U-Pb спектры имеют раннекаменноугольный пик на 347 или 340 млн лет, соответственно. Спектр Сегмента I имеет

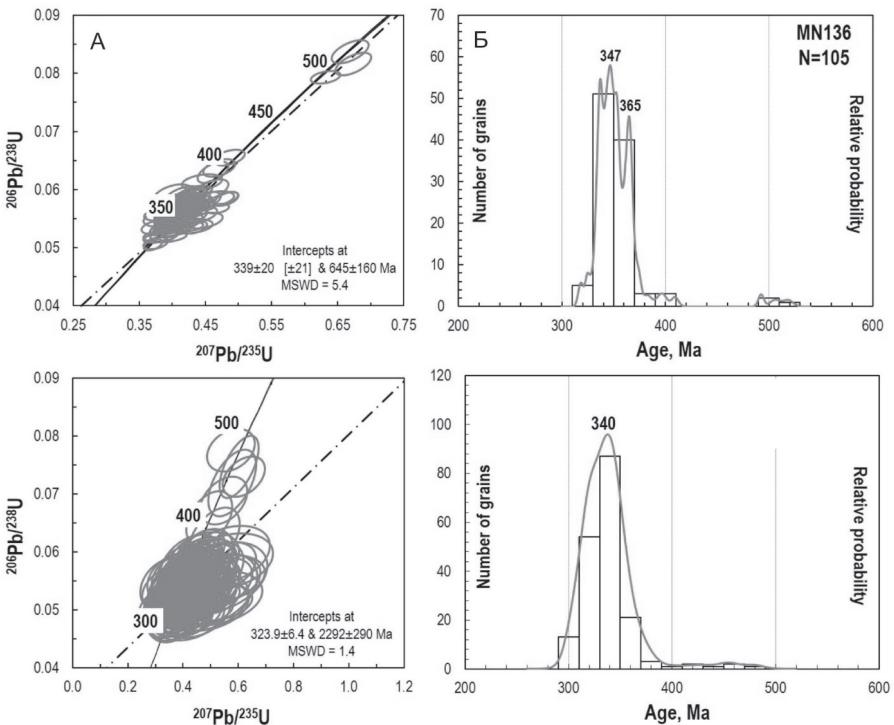


Рис. 1. Кривая плотности вероятности, гистограмма распределения возрастов и пересечение дискордии с конкордией U-Pb возрастов из дегритовых цирконах формации Горки. А – Сегмент I и II, Б – по данным [4]

позднедевонский пик в 367 млн лет. U-Pb возраст дегритовых цирконов из песчаников Сегмента II формации Горки по [4] относится к раннекаменноугольному периоду и отвечает диапазону от 340 до 320 млн лет. Нами были получены данные по изотопам Nd по валовому составу песчаников. Песчаники сегментов I и II имеют величины $eNd_{(350)} = +0.1 - (+0.4)$ при более древних модельных Nd изотопных возрастах – $TNd_{(DM)} = 1017 - 1042$ млн лет. Это свидетельствует о ювенильном происхождении вещества в источнике сноса.

Весь диапазон U-Pb возрастов дегритовых цирконов из песчаников Хангай-Хентейского бассейна коррелируется с коллизионными событиями Гондваны, включая Балтику, Сибирь, Северный Китай и Казахстан (450–250 млн лет) [12]. Анализ изотопно-геохимических и возрастных характеристик песчаников указывает на то, что отложения Хангай-Хентейского бассейна произошли из силурийских, девонских и пермских вулкани-

ческих дуг, которые коррелируются с раннепалеозойскими интрузиями северной части сибирской окраины [3] и вулкано-плутоническим поясом Селенга [2]. Например, для баргузинского террейна Забайкальского края отмечаются следующие возрасты – 440, 425, 390, 307 и 301–300 млн лет [9]. Магматическая активность в Северо-Монгольском вулканическом поясе и Ангаро-Витимском батолите отмечается в период от 320 до 290 млн лет [8].

Мы предполагаем, что оба пика могут указывать что источником сноса служили внутриокеанические дуги с небольшим количеством более древнего материала. Позднедевонские внутриокеанические дуги могут быть разрушены и эродированы в результате процессов субдукции [15].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (РНФ), грант № 20-77-10051.

Литература

1. *Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. № 21. P. 87–110.
2. *Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Von Quadt A.* The Mongol–Okhotsk Belt in Mongolia – a new appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // Tectonophysics. 2011. № 510. P. 132–150.
3. *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.* Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol–Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. № 62. P. 79–97.
4. *Hara H., Kurihara T., Tsukada K., Kon Y., Uchino T., Suzuki T., Takeuchi M., Nuramkhaan M., Chuluun M.* Provenance and origins of Late Paleozoic accretionary complex within the Khangai–Khentei belt in the Central Asian Orogenic Belt, central Mongolia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. № 75. P. 141–157.
5. *Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F.* Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. № 181. P. 179–205.
6. *Kelty T.K., Yin A., Dash B., Gehrels G.E., Ribeiro A.E.* Detrital-Zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay–Hentey basin, north-central Mongolia: implications for the tectonic evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean in central Asia // Tectonophysics. 2008. № 451. P. 290–311.
7. *Kurihara T., Tsukada, K., Otoh S., Kashiwagi K., Minjin C., Dorjsuren B., Bujinlkham, B., Sersmaa G., Manchuk N., Niwa M., Tokiwa T., Hikichi G., Kozuka T.* Upper Silurian and Devonian pelagic deep-water radiolarian chert from

the Khangai–Khentei belt of Central Mongolia: evidence for Middle Paleozoic subduction–accretion activity in the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2009. № 34. P. 209–225.

8. Mazukabzov A.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Paderin I.P. The Late Paleozoic geodynamics of the West Transbaikalian segment of the Central Asian fold belt // Russian Geology and Geophysics. 2010. № 51. P. 482–491.

9. Nokleberg W.J., Badarch G., Berzin N.A., Diggles M.F., Hwang D.H., Khanchuk A.I., Miller R.J., Naumova V.V., Obolenskiy A.A., Ogasawara M., Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Rodionov S.M., Yan H. Digital files for Northeast Asia geodynamics, mineral deposit location, and metallogenic belt maps, stratigraphic columns, descriptions of map units, and descriptions of metallogenic belts // US Geological Survey Open-File Report, 2004. P. 2004–1252.

10. Ruppen D., Knafl A., Bussien D., Winkler W., Chimedtseren A., von Quadt A., Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and sea-mount collision // Gondwana Research. 2014. № 25. P. 1517–1534.

11. Safonova I.Y. Intraplate magmatism and oceanic plate stratigraphy of the Paleo-Asian and Paleo-Pacific Oceans from 600 to 140 Ma // Ore Geology Reviews. 2009. P. 35. № 2. P. 137–154.

12. Safonova I., Maruyama S., Hirata T., Kon Y., Rino S., LA ICP MS U–Pb ages of detrital zircons from Russia largest rivers: implications for major granitoid events in Eurasia and global episodes of supercontinent formation // Journal of Geodynamics. 2010. № 50. P. 134–153.

13. Tsukada K., Kurihara T., Niwa K., Otoh S., Hikichi G., Kashiwagi K., Kozuka T., Minjin Ch., Dorjsuren B., Sersmaa G., Bujinlkham B. Geochemical feature of basalt from the Gorkhi Formation, Khangay–Khentey Belt, central Mongolia // Island Arc. 2013. № 22. 227–241.

14. Маруяма Ш., Сафонова И.Ю., Туркина О.М., Кривоногов С.К., Гуро-ва А.В. Геология и магматизм конвергентных окраин тихоокеанского типа. Новосиб. гос. ун-т, Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018. 96 с.

15. Сафонова И.Ю., Ханчук А.И. Субдукционная эрозия на конвергентных окраинах тихоокеанского типа // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 6. С. 3–19.

**Активная окраина 870 млн лет в северо-западной части
Сибирского кратона: данные по ксенолитам
из раннетриасовой эксплозивной Масловской диатремы,
Норильский район**

С начала неопротерозоя западное обрамление Сибирского кратона (СК) (здесь и далее в современных координатах) служило ареной субдукционных процессов. Наиболее полно это задокументировано в южном, юго-западном и западном обрамлении СК, где формирование островных дуг и активных окраин происходило в интервалах 900–820 и 750–600 млн лет на краях микроконтинентов [1–5]. Близкие возрастные интервалы субдукционной активности 970–800 и 720–600 млн лет установлены в северном обрамлении СК, на Таймыре [6, 7].

Меньше данных имеется для северо-западного обрамления СК, где докембрийские комплексы перекрыты мощным чехлом фанерозойских осадочных пород. Здесь геология докембria базируется на сейсмических данных [8] и результатах изучения дегритового циркона в рифей-вендинских осадочных породах Туруханского и Игарского поднятий, два возрастных пика в которых 900–800 и 750–650 млн лет [9, 10] сопоставимы с возрастами неопротерозойского магматизма на Енисейском кряже и на Таймыре. Единственным «породным» источником информации о составе и возрасте фундамента служат на сегодня коровые ксенолиты из раннетриасовой эксплозивной Масловской диатремы (В.А. Федоренко, неопубликованные данные). При изучении коллекции ксенолитов, включавшей щелочные граниты, трондьемиты, кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты, были зафиксированы палеопротерозойские величины Sm-Nd модельных возрастов ($T_{\text{Nd}}\text{DM}$ от 2.40 до 1.65 млрд лет), а для одного ксенолита гранита U-Pb методом получены оценки возраста магматической (~0.91 млрд лет) и унаследованной (1.8–2.1 и до 3.0 млрд лет) генераций циркона [11]. Эти неопротерозойские комплексы рассматривались как докембрийский блок, который был аккретирован к СК в период позднего рифея – венда и имел много общего с комплексами Центральной зоны Таймырской складчатой области [11].

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

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, С.-Петербург, Россия

Мы провели геохимическое и Sr-Nd изотопное изучение и U-Pb датирование по циркону новой коллекции из семи ксенолитов гранитоидов, включая лейкограниты и трондьемиты, и одного ксенолита гравелита.

Биотит-мусковитовые лейкограниты (SiO_2 75–78 вес.%) с порфировыми и полнокристаллическими структурами, по геохимическим характеристикам близки к S-гранитам. В двух изученных образцах лейкогранитов, большинство кристаллов циркона состоят из ядер и оболочек. По ядрам получен широкий спектр $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов от 1124 до 2681 млн лет, и они, вероятно, представляют ксеногенную компоненту, вынесенную гранитными расплавами из корового источника магм. Оболочки в составе полифазных кристаллов и отдельные монофазные кристаллы дают близкие субконкордантные величины возрастов со средневзвешенными значениями 869 ± 14 и 869 ± 6 млн лет, которые фиксируют возраст кристаллизации гранитов. Валовые пробы лейкогранитов имеют широкие вариации и «коровые» Nd-Sr изотопные характеристики ($\epsilon_{\text{Nd}}\text{T}$ от -8.8 до -11 , $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ от 0.7070 до 0.7342), дополняя U-Pb данные о древнем коровом источнике магм. Rb/Sr изотопное исследование биотита и мусковита из одного образца лейкогранита дает двухточечную изохрону с возрастом 868 млн лет.

Мусковит-биотитовые трондьемиты по особенностям состава отвечают I-гранитам, а их геохимические особенности, такие как низкие концентрации РЗЭ с умеренным фракционированием $(\text{Gd/Yb})_N$ от 1.4 до 2.0, предполагают образование расплавов с Hbl-содержащим реститом, т.е. при высоких концентрациях воды. Среди циркона, изученного в двух образцах, преобладают зональные кристаллы магматической генерации, лишь некоторые из них содержат ядра. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрасты ядер варьируют в интервале от 926 до 1948 млн лет. Магматический циркон дает близкие субконкордантные величины возрастов со средневзвешенными значениями 870 ± 7 и 867 ± 8 млн лет. В отличие от лейкогранитов, трондьемиты имеют более компактные и ювелирные Nd-Sr изотопные характеристики ($\epsilon_{\text{Nd}}\text{T}$ от -0.25 до $+0.16$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ от 0.7051 до 0.7055). Rb/Sr изотопное исследование мусковита из трондьемита дает двухточечную изохрону с возрастом 826 млн лет.

Гравелит сложен обломками кварца (80%) и полевых шпатов (20%), кварц-полевошпатовый цемент содержит <5% карбоната. U-Pb датирование дегритового циркона (всего 103 определения с дискордантностью <10%) дает три четко обособленных пика $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ конкордантных возрастов: 1.97 млрд лет (>50% всей популяции), 1.80 млрд лет (~15%) и 0.84 млрд лет (~20%), а также единичные возрасты в интервале 2.0–2.4 млрд лет.

Обсуждение и выводы

1. Магматические протолиты гранитов и трондьемитов, ксенолиты которых вынесены трубкой Масловская, имеют неразличимо близкие, в

пределах ошибок, возрасты около 870 млн лет, и принадлежат к единому неопротерозойскому структурно-тектоническому комплексу, который слагает кристаллический фундамент краевой части Сибирской платформы под Норильским районом.

2. Эти одновозрастные граниты и трондьемиты контрастно различаются по геохимическим и изотопным характеристикам, а также по количеству и возрасту захваченных ядер циркона, что предполагает различия состава и возраста источников их материнских расплавов. Для гранитов, низкие величины $\epsilon_{\text{Nd}} T$, высокие отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и обилие разновозрастных ядер циркона, вероятно, унаследованных из источника, указывает на образование материнской магмы при плавлении либо очень неоднородной по возрасту докембрийской коры, либо, что более вероятно, мезопротерозойских осадков, содержащих гетерогенную по возрасту популяцию циркона. Напротив, для трондьемитов, которые имеют более ювенильные Nd-Sr изотопные характеристики и содержат лишь единичные древние зерна циркона, образование расплавов могло быть связано либо с плавлением деплетированного метабазитового субстрата, либо с дифференциацией ювенильных тоналитовых магм, претерпевших незначительную контаминацию древним коровыми материалом. Близкая по возрасту генерация кислых расплавов из предполагаемых источников могла быть реализована при субдукции базитовой коры под перекрытую мезопротерозойскими осадочными породами окраину Сибирского кратона, т.е. в обстановке активной окраины.

3. Имеющиеся данные дают основания говорить о тыловой зоне активной окраины. Во-первых, близкие величины U-Pb возрастов по циркону и Rb-Sr возрастов по слюдам дают основание предполагать, что вынесенные ксенолиты гранитоидов представляют фрагменты малоглубинных интрузивов, которые после внедрения не испытывали существенной термальной переработки в ходе последующих тектонических событий. Такая изолированность от воздействия аккреционной тектоники требует значительной удаленности гранитоидов от края литосферного блока. Во-вторых, в популяции дегритового циркона из гравелита резко доминирует палеопротерозойский циркон, что также может указывать на расположение гранитоидов в тыловой зоне, вблизи границы с палеопротерозойским поясом краевой части СК.

4. Ксенолиты гранитоидов с возрастом 870 млн лет, вынесенные раннетриасовой эксплозивной Масловской диатремой (Норильский район), могут представлять часть активной окраины, которая формировалась на севере СК в начале неопротерозоя [6, 7].

Исследования проводились за счет средств гранта РФФИ № 20-05-00686 и гранта РНФ № 21-17-00119.

Литература

1. Gladkochub D., Pisarevsky S.A., Donskaya T. et al. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // *Episodes*. 2006. Vol. 29. P. 169–174.
2. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E. Tectonics and evolution of granitoid magmatism in the Yenisei Ridge // *Russ. Geol. Geophys.* 2006. Vol. 47. P. 35–52.
3. Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal–Muya belt, Siberia: geochronology and geo-dynamic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2015. Vol. 111. P. 138–160.
4. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. Vol. 449. P. 118–126.
5. Kovach V., Kozakov I., Kröner A., et al. Early Neoproterozoic crustal growth and microcontinent formation of the north-central Central Asian Orogenic Belt: New geological, geochronological, and Nd–Hf isotopic data on the Mélange Zone within the Zavkhan terrane, western Mongolia // *Gondwana Res.* 2021. Vol. 91. P. 254–276.
6. Priyatina N., Collins W.J., Khudoley A.K. et al. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // *Int. Geol. Rev.* 2017. Vol. 1. P. 1–27.
7. Kuzmichev A.B., Danukalova M.K., Proskurnin V.F. et al. The pre-Vendian (640–610 Ma) granite magmatism in the Central Taimyr fold belt: the final stage of the Neoproterozoic evolution of the Siberian paleocontinent active margin // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. Vol. 10. № 4. P. 841–861.
8. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В. и др. Тектоника и этапы геологической истории Енисей–Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.
9. Priyatina N., Khudoley A.K., Collins W.J. et al. Detrital zircon record of meso- and neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // *Precambrian Res.* 2016. Vol. 285. P. 21–38.
10. Кочнев Б.Б., Худолей А.К., Дюфрейн С.Э. и др. Неопротерозойский вулканогенно-осадочный бассейн на северо-западной окраине Сибирского кратона (по результатам датирования обломочных цирконов) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2020. Вып. 18. С. 181–183.
11. Czamanske G.K., Wooden J.L., Walker R.J. et al. Geochemical, isotopic, and SHRIMP age data for precambrian basement rocks, permian volcanic rocks, and sedimentary host rocks to the ore-bearing intrusions, Noril'sk-Talnakh District, Siberian Russia // *Internat. Geol. Rev.* 2000. Vol. 42. P. 895–927.

Анализ неотектонических движений острова Уруп геоморфологическими и тектонофизическими методами

Остров Уруп, расположенный в пределах Большой Курильской гряды, представляет большой интерес как объект геологического исследования из-за высокой тектоно-магматической активности в неоген-четвертичное время [3]. Несмотря на значительный объём ранее накопленного фактического материала о новейшей геодинамике Курильских островов, анализ неотектоники Урупа по-прежнему является актуальной научно-практической задачей, поскольку за последние несколько лет появились возможности её решения в детальном масштабе. Они связаны с тем, что в настоящее время доступны для изучения космические изображения высокого разрешения, а также проводятся продолжительные полевые геолого-геоморфологические наблюдения в рамках долгосрочной экспедиции «Восточный бастion – Курильская гряда» – совместного проекта Русского географического общества и Министерства обороны.

В основу нашей работы положены результаты геоморфологических исследований, проведённых с использованием детальных космоснимков [1] и цифровой модели рельефа Aster с разрешением 1 угловая секунда, и полученные в 2021 году данные полевых замеров трещиноватости. Использованы следующие методы: 1) структурно-геоморфологическое дешифрирование по методике Н.П. Костенко [4]; 2) морфометрический анализ рельефа, включающий расчёт ряда количественных характеристик (экспозиции склонов, азимутов простираций водотоков и др.) в среде Arc-Gis и построение карт разности базисных поверхностей методом В.П. Философова [8]; 3) реконструкция ориентировок главных нормальных осей напряжений по массовым замерам трещин в программе Stereonet [9].

Структурно-геоморфологическим методом выделены разделяющие разновысотные блоки слабые зоны преимущественно северо-восточного и северо-западного простираций. Вдоль последних отмечены многочисленные смещения водотоков на несколько десятков метров как при левом сдвиге. Нередко это направление проработано гидросетью, имеющей перистый рисунок. На наш взгляд, это связано с развитием слабых зон северо-западного направления как структур растяжения: известно, что аналогичный рисунок наблюдается в пределах крупных зияющих трещин [2]. Признаки сдвиговых перемещений отмечены для слабых зон

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

² Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

субмеридионального простирания. Они заключаются в эшелонированном расположении небольших линейных понижений рельефа, проработанных гидросетью, как трещин отрыва. Асимметричные в плане речные долины, притоки которых впадают в соответствующий водоток старшего порядка под острым углом, указывают на сдвиговые перемещения вдоль слабых зон северо-восточного простирания. Как показано в монографии [7], такой рисунок гидросети распространен в сдвиговых зонах: в этом случае притоки соответствуют сколовым мегатрещинам. На основе обобщения структурно-геоморфологических данных сделан вывод об активной сдвиговой тектонике острова Уруп, реализующейся при ориентировке оси ската в северо-западном направлении (по азимуту $\sim 300^\circ$). Он согласуется с результатами обработки фокальных механизмов очагов землетрясений методом катастического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого [6].

В то же время локальные стресс-состояния существенно различаются в разных участках острова, о чём свидетельствуют результаты обработки массовых замеров трещин в программе Stereonet. Все замеры разделены на 2 главные кинематические группы: первой соответствуют преимущественно однонаправленные крутопадающие трещины, по которым реконструирована субгоризонтальная ось растяжения. Ко второй группе отнесены сопряженные трещины, ориентированные как сколы в модели Кулона–Андерсона [10]. Упомянутые закономерности указывают на тектоническую природу трещин. Отметим, что в целом они ориентированы в 2 основных направлениях – северо-восточном и северо-западном – как и выделенные нами слабые зоны.

Морфометрическими методами показана асимметрия рельефа, заключающаяся в смещении главного водораздела острова в сторону Охотского моря. Установлено, что склоны северо-западной экспозиции более крутые (медианное значение крутизны $\sim 7\text{--}8^\circ$), а юго-восточной – более пологие (медиана составляет $\sim 4\text{--}5^\circ$). Разность приведённых медиан статистически значима, поскольку на всей территории острова значения медиан варьируют от 4.2° до 8.0° . По методике В.П. Философова выделены 4 порядка водотоков и построены схемы разности базисных поверхностей. Для последних характерна общая закономерность: области максимальных положительных значений изобазит приурочены к неогеновым вулканам (горам Высокой, Антипина, Трезубец, Десантной и др.). Этот факт указывает на высокую геодинамическую активность потухших (кроме горы Берга) вулканов, начиная со среднего плейстоцена – времени формирования современной эрозионной сети [5].

Таким образом, нами получены следующие основные результаты. 1. В детальном масштабе выявлены активные разломы острова Уруп, большинство которых имеет сдвиговую кинематику. 2. Динамические

подвижки по разломам происходят при ориентировке оси максимального сжатия в северо-западном направлении (по азимуту $\sim 300^\circ$), хотя локальные стресс-состояния существенно различаются на территории острова.

3. Наиболее активные восходящие неотектонические движения, начиная со среднего плейстоцена, связаны с потухшими вулканами, что обуславливает общую асимметрию рельефа территории.

Исследование выполнено в рамках Государственных заданий ИФЗ РАН (А.А. Сенцов, А.О. Агибалов), ГИН РАН (А.В. Полещук), а также в рамках комплексной экспедиции РГО и МО РФ «Восточный бастион – Курильская гряда».

Литература

1. База данных космических снимков высокого разрешения. URL: <https://www.arcgis.com/home/item.html?id=52bdc7ab7fb044d98add148764eaa30a>. Дата обращения 29.11.2021.
2. *Белоусов Т.П., Акскалян Г.О., Арутюнян Т.П., Аслизадян А.А.* Альпийская геодинамика, палеонапряжения и гигантские зияющие трещины на севере Аравийской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 2. С. 3–15.
3. *Ковтунович П.Ю., Лебедев В.А., Чернышёв И.В., Арутюнян Е.В.* Хронология и эволюция магматизма острова Уруп (Курильский архипелаг) по данным К-Аг изотопного датирования и диатомового анализа // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 6. С. 32–44.
4. *Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 379 с.
5. *Мелекесцев И.В., Егорова И.А., Лутикова Е.Г.* Внутренний хребет Курильской дуги // Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1974. С. 265–327.
6. *Полец А.Ю.* Глубокофокусные землетрясения и тектоническое поле современных напряжений в Курило-Охотском регионе // Вестник ДВО РАН. 2017. № 1. С. 26–37.
7. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.
8. *Философов В.П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / Под ред. А.А. Корженевского. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1960. 91 с.
9. *Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D.* Structural geology algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. 302 p.
10. *Anderson E.M.* The Dynamics of Faulting // Trans. Edinburgh Geol. Soc. 1905. Vol. 8. N. 3. P. 387–402.

Сравнение результатов изучения тектонических напряжений Кавказа разными методами

Палеонапряжения на Кавказе много лет изучались О.И. Гущенко, Л.М. Расцветаевым, а М.Л. Копп посвятил серию работ изучению геодинамических условий формирования структур Кавказа. Работы перечисленных авторов были обобщены в статье Ю.Г. Леонова с соавторами [1]. В этой статье приведены результаты анализа 23 500 замеров векторов перемещения на зеркалах скольжения с помощью компьютерной программы, созданной по алгоритму Гущенко, выделены 6 фаз деформирования позднеплиоценового возраста. На этих фазах деформирования разработана двухслойная модель продольно-волнового деформирования указанного региона, согласно которой два однородных слоя (верхний более жесткий, упруго-вязкий – аналог литосферной плиты или коры) и нижний – менее жесткий, вязкопластичный слой (верхняя мантия или низы коры) испытывают проскальзывание друг по другу за счет приложения к подошве верхнего слоя поддвиговых усилий. В модели рассматриваются возможные геологические следствия, связанные с волновым распределением деформирования в плите. Авторы пришли к выводу о том, что «геодинамическая обстановка на территории Скифо-Сарматии может трактоваться как обстановка локализованного, или, скорее, рассеянного поддвига в северном направлении, причиной которого служит взаимодействие Большого Кавказа, а в более общем плане – Аравийской плиты с краем плиты Евразии в условиях либо их встречного движения, либо обоюдного движения к северу, но с большей скоростью у Кавказа» [1, с. 56].

На карте напряженного состояния Восточно-Европейской платформы и структур обрамления были восстановлены в масштабе 1:1 000 000 неотектонические напряжения структурно-геоморфологическим (СГ) методом [5, 6], которые показали на всем Кавказе достаточно однородное сдвиговое поле неотектонических напряжений с ССВ ориентацией осей сжатия. Они постепенно приобретают при приближении к Таманскому п-ову СЗ ориентировку. Оси растяжения, соответственно, были ориентированы по простирианию структур Кавказа, с запада на восток их ориентация менялась с ЮВ до субширотного. Общим в реконструкциях П.Н.Николаева тектонических напряжений 1-го ранга [3] и Л.А. Сим [6] является сдвиговый геодинамический режим тектонических напряжений и в обобщенном виде субмеридиональные ориентации осей сжатия.

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

На Кавказе и на СкифскоТуранской плите произведено повторное исследование неотектонических напряжений структурно-геоморфологическим (СГ) методом Л.А. Сим реконструкции сдвиговых напряжений [5, 6].

Установлено, что в изученном регионе доминируют горизонтальные субмеридиональные оси сжатия, которые частично разворачиваются на северо-западе в запад-северо-западном направлении, а на востоке – в восток-северо-восточном направлении (рис. 1). Субширотные горизонтальные оси растяжения приобретают на северо-западе восток–юго-восточное простирание, на востоке – на запад-юго-западное простирание. Смена простираций ориентировок осей главных нормальных напряжений происходит на Кавказе на долготе Минераловодского выступа. Горизонтальные восток-северо-восточные ориентировки осей растяжения на СЗ Кавказе находятся в согласии с процессом выжимания горных пород в сторону Черного моря [4]; такое удлинение было зафиксировано при полевом изучении тектонических напряжений на СЗ Кавказе [2].

На востоке преимущественно в развивающемся Терско-Куринском прогибе восстановлены несвойственные Кавказу ВСВ ориентировки осей сжатия. По-видимому, здесь произошла переиндексация промежуточной оси с осью сжатия, что свойственно обстановкам, близким к одноосному растяжению. Возможность того, что в этой области восстановлена не ось сжатия, а промежуточная ось, подтверждается ориентировкой современных напряжений по сейсмологическим данным, исследованным Ю.Л. Ребецким, вблизи Куринской депрессии ось сжатия субвертикальна.

Сопоставление восстановленных на Кавказе ориентировок осей главных нормальных напряжений с линиями геофизических профилей показали преобладающие ориентировки осей сжатия 1-го ранга параллельно линиям профилей, а оси растяжения, соответственно, перпендикулярны этим линиям. При таком расположении геофизических профилей относительно ориентировок осей напряжений можно ожидать, что впадины, формирующиеся при одноосном растяжении, будут отчетливее проявляться по геофизическим данным (рис. 1).

Сопоставление результатов реконструкции неотектонических напряжений СГ методом с результатами изучения напряженного состояния тектоно-динамическим методом П.Н. Николаева [3] показало сходный разворот осей сжатия на территории Кавказа. При этом в ряде структур по данным П.Н. Николаева оси растяжения или сжатия переиндексируются с осями, восстановленными СГ методом, что приводит к смене геодинамических типов напряженного состояния (бросовые и взбросовые типы или режимы горизонтального растяжения или горизонтального сжатия).

Сопоставление зон сдвиговых деформаций, обобщенных Л.М. Расцветаевым [4] показало, что сдвиговые деформации свойственны всему Кавказу. Различие заключается в несовпадении правосдвиговых деформа-

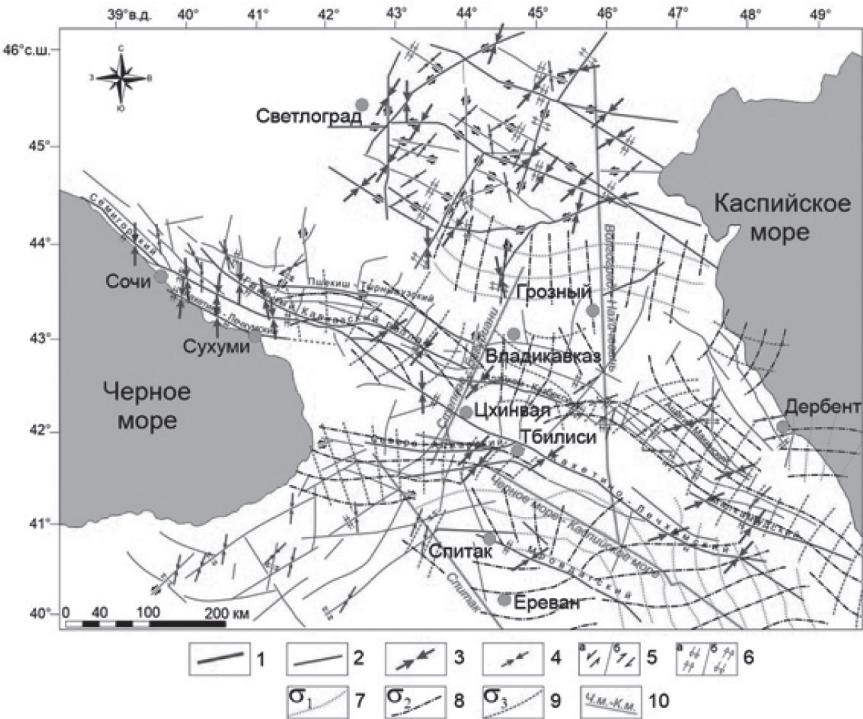


Рис. 1. Сопоставление неотектонических напряжений, восстановленных разными методами.

1 – крупнейшие разломы 1-го ранга; 2 – разломы 2-го и более мелких рангов; 3, 4 – ориентировки осей сжатия: 3 – 1-го ранга, 4 – 2-го ранга; 5 – ориентации сдвиговых перемещений: а – левых, б – правых; 6 – геодинамические обстановки формирования сдвигов: а – транспресии, б – транстенсии; 7–9 – траектории осей главных нормальных напряжений (по П.Н.Николаеву): 7 – растяжения, 8 – промежуточных, 9 – сжатия; 10 – региональные геофизические профили по данным Н.И.Павленковой и Г.А.Павленковой (Госзадание ИФЗ)

ций на востоке Кавказа, выделенных Л.М. Расцветаевым, левосдвиговым кинематическим типам разломов, восстановленных СГ методом.

Аномальные широтные оси сжатия установлены на борту развивающегося Терско-Каспийского прогиба. Поэтому было принято решение обозначить широтные оси сжатия как оси промежуточных напряжений. Вертикальная ось сжатия в этом случае соответствует типу горизонтального растяжения с оставшейся на месте меридиональной осью растяжения. Такая ориентация осей главных нормальных напряжений полностью согласуется со сбросовым режимом и формированием указанного прогиба.

В Центральной части Большого Кавказа сдвиговые напряжения, определенные СГ методом, единичны, что связано с ограничениями метода, не позволяющими восстанавливать взбросовые типы напряжений.

Реконструкция неотектонических напряжений Кавказа СГ методом свидетельствует о доминировании меридиональной ориентировки осей сжатия в западной половине Кавказа, которая меняется на СВ ориентацию при продвижении на восток.

Восстановленные неотектонические напряжения утверждают сдвиговую природу неотектонических напряжений Кавказа и Предкавказья, подтверждая данные предшественников о доминировании субмеридионального сжатия и субширотного растяжения в исследованном районе. Отдельные несоответствия сдвиговых компонент, предполагаемых Л.М.Расцветаевым, нашим реконструкциям, объясняются некоторыми различиями между формированием складчатых структур Кавказа на позднеорогенной стадии с деформированием складчато-глыбовых структур на неотектоническом этапе развития территории.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ (2017–2021 гг.).

Литература

1. Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Конн М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
2. Маринин А.В., Сим Л.А. Новейшее напряженное состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника. 2015. № 5. С. 62–77.
3. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 263 с.
4. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 109–112.
5. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.
6. Сим Л.А. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.

**Два эпизода высокобарического метаморфизма
в Северо-Балхашской офиолитовой зоне
(Центральный Казахстан) и оценка их роли
в раннепалеозойской эволюции Джунгаро-Балхашского
палеоокеана**

В строении Джунгаро-Балхашской области, расположенной в центральной части Казахстанского ореклина, принимают участие мощные флишевые толщи и туфо-терригенные образования ордовикского, силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста, перекрывающие интенсивно дислоцированные нижне-среднепалеозойские комплексы, представленные фрагментами различных офиолитовых разрезов. Последние в современной структуре приурочены к сложнопостроенным узким протяженным зонам Северо-Балхашской, Тектурмасской, Агадырской (Казахстан), Майли, ТанбALE, Барлеик и др. (северо-западный Китай), в строении которых основную роль играют нижне-среднепалеозойские кремнисто-базальтовые, кремнистые и вулканогенно-осадочные толщи, слагающие пакеты тектонических пластин, разделенные серпентинитовыми меланжами.

В структуре Северо-Балхашской зоны, которая протягивается в субширотном направлении на 250 км при ширине от 5 до 15 км, серпентинитовый меланж занимает наиболее низкое положение. В его составе присутствуют блоки различных магматических, метаморфических и вулканогенно-осадочных пород, наиболее крупные из которых представлены массивами Итмурунды, Тесиктас, Архарсу и Восточный Архарсу, сложенные ультрамафитами и габброидами, иногда с последними ассоциируют жилы и небольшие тела плагиогранитов. Оценки возраста, полученные для плагиогранитов массивов Тесиктас и Восточный Архарсу, свидетельствуют о раннекембрийском (~530–520 млн лет) возрасте их кристаллизации и интерпретируются как время формирования плутонической части офиолитового разреза [2]. Для диоритов и плагиогранитов, слагающих самостоятельные крупные (протяженностью до 500 м) блоки в серпентинитовом меланже, получены оценки возраста ~500 и ~476 млн лет. Особенности состава этих пород позволяют предполагать, что их формирование происходило в пределах внутриокеанической островной дуги в позднем кембрии – раннем ордовике [2, 3]. Более высокое положение в структуре зоны занимают средне-верхнеордовикские кремнисто-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

вулканогенные или кремнисто-туфогенные толщи, среди которых выделяются средне-верхнедарривильская итмурундинская (базальты OIB, их туфы, яшмы, кремни), средне-верхнеордовикская тюретайская (базальты N-MORB, яшмы), среднеордовикская ушбулакская (дациты, андезиты, вулканогенно-осадочные породы), верхнедарривильская-нижнекатийская казыкская (кремни) и узунтобекская (кремни и туфы), а также сандбий-катийские обалинская (кремнисто-обломочные породы, кремни, туфы) и джаманшуруурская (вулканогенно-осадочные породы с андезидицитами, риолитами) свиты [1]. Эти толщи слагают пакеты тектонических пластин и в основном имеют тектонические взаимоотношения другом с другом.

Характерной особенностью серпентинитового меланжа Северо-Балхашской зоны является присутствие в его составе блоков метаморфических пород, представленных фенгитовыми эклогитами, гранат-фенгит-глаукофановыми, актинолит-тальковыми, эпидот-глаукофановыми и тонкозернистыми эпидот-актинолитовыми сланцами, и связанными с ними жадеититами и другими метасоматическими образованиями – омфацитами, цоизит-хлорит-пумпеллиитовыми и рихтерит-жадеитовыми породами и др.

Гранаты как из фенгитовых эклогитов, так и из гранат-фенгит-глаукофановых сланцев характеризуются наличием проградной зональности, что выражается в уменьшении содержаний спессартина от ядра к периферии и увеличении пироповой компоненты в этом же направлении. Параметры формирования ядер – промежуточных зон граната, отвечающие проградной ветви метаморфической эволюции пород, соответствуют Р 9.2–12 кбар, Т 470–510 °С для гранат-глаукофановых сланцев; Р 14–16.5 кбар, Т 500–560 °С для эклогитов. $P-T$ -параметры пика метаморфизма пород отвечают Р 17.5–23 кбар, Т 450–520 °С (голубые сланцы) и Р 16.5–20.5 кбар, Т 470–540 °С (эклогиты), в то время как регressive изменения этих пород связаны с развитием рибекита, винчита, барруазита и наиболее позднего актинолита, которые замещают омфацит и глаукофан в высокобарических разностях. При этом формирование фенгита в обеих разностях пород со средним содержанием Si (a.p.f.u.) = 3.35–3.4, по-видимому, соответствует околопиковым условиям высокобарического метаморфизма. Исходя из этого, полученные Ar-Ar оценки возраста, составляющие ~493 млн лет для фенгита из двух разных проб эклогитов и ~465 млн лет для фенгита из одной пробы голубых сланцев, характеризуют два эпизода высокобарического метаморфизма (позднекембрийский и среднеордовикский соответственно) для пород, сближенных в современной структуре и отличающихся по минеральному и химическому составу.

Фенгитовые эклогиты демонстрируют высокие содержания $\text{FeO}_{\text{tot}} \sim 12\text{--}21$ вес.% и $\text{TiO}_2 \sim 1\text{--}2$ вес.% при концентрациях $\text{SiO}_2 \sim 41\text{--}47$ вес.% и характеризуются почти недифференцированными спектрами распре-

деления РЗЭ со слабым обеднением ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ((La/Yb)_n 0.77–0.93), что сближает их по составу с базальтами или долеритами типа N-MORB. В то же время, гранат-фенгит-глаукофановые сланцы и сходные с ними разности показывают значительно более высокие содержания SiO₂ в широком интервале значений 53–78 вес.% при FeO_{tot} ~ 4–9 вес.% и высоких суммарных концентрациях $\Sigma K_2O + Na_2O$ (~4–8 вес.%). Для пород отмечается обогащенность ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ((La/Yb)_n 1.2–6.13) и наличие слабоотрицательной Eu аномалии (Eu/Eu* 0.81–1.0), характерные для пород среднего–кислого состава. Кроме того, среди метаморфических разностей выделяются тонкозернистые эпидот-актинолитовые сланцы с глаукофаном, развивающимся преимущественно по осям рассланцевания или замещающим актинолит по периферии. Эти породы сохраняют реликтовые микроструктуры, характерные для туфов или туфопесчаников, и показывают близкие с эклогитами, образованными по породам основного состава, содержания главных компонентов (SiO₂ ~ 48 вес.%; TiO₂ 1.3–1.9 вес.%; FeO_{tot} 9.5–10 вес.%). В то же время по распределению редких элементов эти породы имеют много общих черт с гранат-фенгит-глаукофановыми сланцами, что прежде всего выражается в значительном обогащении ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ ((La/Yb)_n ~ 3.8–3.87; Eu/Eu* ~ 1). Некоторые разности голубых сланцев также демонстрируют петрографические черты глаукофанизации плагиоклаза и актинолита и начальных этапов роста анизотропного (кальциевого?) граната, что может указывать на формирование этих разностей пород на прогрессивных стадиях метаморфизма от зеленосланцевой к голубосланцевой и затем эклогитовой фациям и позволяет рассматривать их в качестве промежуточных разностей между эпидот-актинолитовыми сланцами с глаукофаном и высокобарическими гранат-фенгит-глаукофановыми сланцами. При этом рост Na-, K- и Ca-содержащих минералов и привнос SiO₂ и ЛРЗЭ могут быть связаны с метасоматическим воздействием флюида на породы изначально основного–среднего состава в зоне взаимодействия погружающейся плиты и висячего крыла зоны субдукции.

Принимая во внимание наличие в голубых сланцах цирконов с ядрами, соответствующими возрастному интервалу ~478–523 млн лет с максимумом ~490 млн лет, и сохранившиеся реликтовые микроструктуры в эпидот-актинолитовых сланцах с глаукофаном, можно предполагать, что протолиты пород представляли собой туфопесчаники основного или среднего состава, которые впоследствии были метасоматически переработаны в процессе проградного метаморфизма. Последнее выражается в обширном развитии щелочного амфиболя, эпидота/клиноцизита и богатого кальцием граната (±лавсонита (?)). Среди пород Северо-Балхашской зоны присутствуют плагиограниты и диориты с близкими оценками времени кристаллизации (480–500 и 520 млн лет), формирование которых связа-

но с двумя этапами субдукции в раннем кембрии и позднем кембрии – раннем ордовике [2]. Образование вулканогенно-осадочных комплексов, которые могли бы рассматриваться в качестве протолита для голубых сланцев, также, по-видимому, приурочено к этим этапам магматизма в пределах внутриокеанической островной дуги. При этом образование кайм с возрастом 378 ± 3 млн лет в цирконах из голубых сланцев может быть результатом наложенных процессов, в том числе не связанных с высокобарическим метаморфизмом.

Таким образом, протолиты фенгитовых эклогитов, представленные допозднекембрийскими долеритами или базальтами N-MORB, были субдуктированы на глубины, соответствующие условиям эклогитовой фации с оцененным временем проявления оклопикового этапа метаморфизма ~493 млн лет. Этот этап субдукции фиксируется формированием внутриокеанических плутонических комплексов с возрастом ~500–480 млн лет. Второй этап субдукции, инициированный, по-видимому, в среднем ордовике, привел к погружению различных фрагментов океанической коры, включая вулканогенно-осадочные породы, образованные в том числе при участии комплексов с возрастами ~478–523 млн лет, на глубины, отвечающие условиям эклогитовой фации с формированием на пике метаморфизма ~465 млн лет гранат-фенгит-глаукофановых сланцев. При этом субдукция сопровождалась метасоматической проработкой пород на различных этапах их проградной эволюции. Со вторым эпизодом субдукции связано формирование дифференцированных вулканитов ушбулакской свиты среднего ордоваика. В дальнейшем эклогиты и гранат-фенгит-глаукофановые сланцы, вероятно, были тектонически совмещены при эксгумации в процессе формирования серпентинитового меланжа, в том числе в среднем палеозое. Таким образом, важным результатом проведенных исследований является вывод о позднекембрийском и среднеордовиковском этапах эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма пород Север-Балхашской зоны, что позволяет более надежно коррелировать эволюцию комплексов, участвующих в строении разных офиолитовых зон Джунгаро-Балхашской области. Для дальнейших реконструкций имеют большое значение и впервые полученные достоверные данные о существовании в Джунгаро-Балхашском океаническом бассейне доордовикских базальтов типа N-MORB, являвшихся протолитами фенгитовых эклогитов.

Работы выполнены при финансовой поддержке грантов РНФ 19-17-00101 и 21-77-10038 (SHRIMP II).

Литература

1. *Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tretyakov A.A. Siliceous–volcanic associations of the Northern Balkhash ophiolite Zone (Central Kazakhstan): Biostratigraphic*

phy, sedimentation and tectonic evolution in the Middle-Late Ordovician // Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology. 2020. Vol. 551. № 6. 109748.

2. *Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S.* Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean // Lithos. 2021. Vol. 380–381. 105818.

3. *Safonova I., Savinskiy I., Perfilova A., Gurova A., Maruyama S., Tsujimori T.* The Itmurundy Pacific-type orogenic belt in northern Balkhash, Central Kazakhstan: Revisited plus first U-Pb age, geochemical and Nd isotope data from igneous rocks // Gondwana Res. 2020. Vol. 79. P. 49–69.

**С.Г. Сколотнев¹, А.А. Пейве¹, К.О. Добролюбова¹,
С.Ю. Соколов¹, Н.П. Чамов¹**

Тектоническое строение мегатрансформа Долдрамс (Приэкваториальная Атлантика)

Оевые зоны срединно-океанических хребтов и в частности Срединно-Атлантического хребта (САХ) разделены трансформными разломами на поперечные спрединговые сегменты, смещенные относительно друг друга. По разные стороны трансформного разлома находятся разные литосферные плиты, движущиеся в противоположном направлении. Соответственно данный тип межплитных границ называется трансформным. В последнее время стал выделяться новый тип границ между литосферными плитами в океане – мегатрансформы [3]. Последние в отличие от трансформов имеют более сложное тектоническое строение, обусловленное наличием нескольких разломных долин, межразломных хребтов, внутритрансформных спрединговых центров и пр. Мегатрансформы возникают, когда смежные спрединговые сегменты удалены друг от друга по латерали более чем на 100 км. Это действительно новый тип границ, поскольку в данном случае при взаимодействии двух плит происходят специфические магматические и тектонические процессы, приводящие к новому структурообразованию на океанском дне.

В 45-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в результате комплексных геолого-геофизических работ был получен большой объем

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

фактического материала о тектонических и магматических процессах в районе мегатрансформа Долдрамс (МТД) и его обрамления. МТД расположен в Приэкваториальной Атлантике и образован несколькими трансформными разломами: Долдрамс, Вернадского, Пущаровского и Богданова. С севера к нему примыкает спрединговый сегмент, ограниченный на севере разломом Архангельского, а с юга – сегмент, ограниченный нетрансформным смещением 6.87°.

Структурно-морфометрический анализ батиметрической карты осевой и гребневой зон САХ в районе мегатрансформа Долдрамс, построенной по результатам многолучевого эхолотирования, с привлечением данных по опробованию океанского дна, полученных методом драгирования, показал, что главным фактором, определяющим разнообразие строения спрединговых сегментов, разделенных трансформными и нетрансформными смещениями, в районе МТД и его обрамления является глубина днища рифтовой долины (или иначе глубинный уровень осевой зоны спрединга), которая в соответствии с многочисленными предыдущими исследованиями [например, 2] зависит от температуры верхней мантии, определяющей степень ее частичного плавления. В соответствии с этим выделены три типа спрединговых сегментов: первый тип объединяет сегменты, находящиеся в обрамлении и на периферии МТД, с наиболее высоким положением осевой зоны спрединга и включает таковые между трансформными разломами Архангельского–Долдрамс, разломами Долдрамс–Вернадского и между разломом Богданова – нетрансформным смещением 6.87°. Второй тип состоит из одного наиболее глубинного сегмента, соединяющего две ветви двойного разлома Пущаровского, находящегося в центральной части МТД. Третий тип представляют сегменты с промежуточным высотным положением, занимающие внутренние части МТД между разломами Вернадского–Пущаровского и Богданова–Пущаровского.

Сегменты первого типа являются типичными спрединговыми ячейками и имеют наиболее узкую рифтовую долину, расширяющуюся и углубляющуюся к дистальным частям сегмента, с относительно небольшим неовулканическим поднятием и с отчетливо выраженным центром магматической активности, как предполагается расположенным над апикальной частью подосевого диапира астеносферной мантии. Во внутренних углах зон пересечения рифт–трансформ (нетрансформное смещение) формируются куполовидные структуры, являющиеся внутренним океаническим комплексом (ВОК). ВОК по преимуществу сложен глубинными породами: габбро и ультрабазитами, которые были эксгумированы на поверхность дна в результате флексурного изгиба поверхности детачмента, освобожденной от базальтового слоя вследствие спрединга, реализующегося за счет тектонического растяжения [например, 1]. Поверхность куполовид-

ных структур покрыта бороздами тектонического растяжения параллельными направлению спрединга. За пределами осевой зоны строение дна характеризуется сочетанием рифтовых гор и куполовидных структур, последние встречаются в дистальных частях сегмента. Рифтовые горы – это серия гряд и хребтов, параллельных рифтовой долине, сложенных базальтами и разделенных протяженными неглубокими депрессиями.

Сегмент второго типа – это новообразованный внутритрансформный спрединговый центр, возникший при расколе медианного хребта разлома Пущаровского. Его осевая зона характеризуется очень широкой рифтовой долиной с крупным неовулканическим хребтом, имеющим максимальные высоту и ширину в зонах интерсекта рифт–трансформ, что указывает на расфокусированный характер подосевого апвеллинга астеносферной мантии и приуроченность центров магматизма к зонам наибольшей трещиноватости литосферы. На флангах сегмента развиты межразломные хребты, возникшие при расколе медианного хребта линзовидной формы, первоначально образовавшегося при заложении разлома Пущаровского и существовавшего как неспрединговый блок. Их главным структурным элементом являются палеоспрединговые центры, возникшие на месте предшествующих им pull-apart впадин растяжения. Тектоническое строение межразломных хребтов указывает на нестационарность внутритрансформного спредингового центра и частые перескоки оси спрединга. Межразломный хребет линзовидной формы находится в условиях транстенсии, под действием давления, оказываемого на него плитами,двигающимися в противоположные стороны.

Сегменты третьего типа характеризуются умерено широкой рифтовой долиной с умеренно крупными неовулканическими поднятиями. В их осевой зоне имеется два и более центров магматизма, один из которых локализуется над возможной апикальной частью подосевого диапира астеносферной мантии, другой – в одной из двух зон интерсектов рифт–трансформ. На восточном фланге сегментов формируются межразломные хребты, состоящие из серии соразмерных овальных поднятий, сменяющих друг друга вдоль хребта, на их западном фланге располагаются редко расположенные рифтовые горы, образованные бывшими неовулканическими поднятиями. Овальные поднятия – это особый тип структур, сложенных серпентинизированными перидотитами при участии базальтов, долеритов и габбро, по-видимому, сформировавшихся при подъеме днища рифтовой долины, обусловленного серпентинизацией перидотитов. Эти сегменты классифицированы нами также как внутритрансформные спрединговые центры.

Спрединговый сегмент между разломами Архангельского и Долдрамс, отнесенный к первому типу, состоит из двух спрединговых ячеек, разделенных нетрансформным смещением 8.50° , и одновременно обладает

общим более интенсивным центром магматизма, приуроченным к зоне нетрансформного смещения, в которой сформировалось несколько крупных вулканов центрального типа. Нетрансформное смещение в данном случае проявляет себя как зона повышенной проницаемости литосферы, стимулирующая декомпрессионное плавление по-видимому, более легкоплавкой мантии, которая может находиться в данном сегменте в виде локальных мантийных неоднородностей.

На западном фланге в северной части сегмента между разломами Архангельского и Долдрамс развиты аномально высокие рифтовые горы, которые по размерам, превышению над днищем рифтовой долины и значениям аномалий Буге близки к таковым у внутренних океанических комплексов (ВОК). Возможно, данный участок дна представляет собой структурное выражение начального этапа формирования ВОК.

Одновременно с преобладающими структурами ортогональными спредингу встречаются вулканические структуры косого простирания. Среди косых структур наблюдаются мелкие неовулканические хребты, приуроченные к разрывным нарушениям, и крупные неовулканические и хребты рифтовых гор северо-западного простирания, тяготеющие к южной части МТД (до разлома Вернадского). Предполагается, что простирание таких вулканических хребтов является результатирующей величиной между направлением трещины, ортогональной спредингу, и трещины гидроразрыва, направление которой задается направлением возможного субгоризонтального подлитосферного потока мантийного материала, перемещающегося в северо-западном направлении со стороны области с большой магматической продуктивностью.

Литература

1. Escartin J., Smith D.K., Cann J. et al. Central role of detachment faults in accretion of slow-spread oceanic lithosphere // Nature. 2008. Vol. 455. N 7214. P. 790–794.
2. Klein E.M., Langmuir C.H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. P. 8089–8115.
3. Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // Geology. 2002. Vol. 30. P. 11–14.

Большеанабарская мегаструктура севера Сибирской платформы

Разработанная авторами методика исследования количественных характеристик площадных геофизических аномалий, в основе которой лежит метод анализа одночастных линейных элементов (мономеров) градиентных зон [1], позволяет выделять сложные структуры в гетерогенной, с неоднократными тектоническими перестройками, геологической среде. При их изучении (использовался бумажный вариант карты аномалий Буге с сечением изолиний 5 мГал масштаба 1:2 500 000 [2]) было выявлено уникальное сочетание элементов геологического строения, названное Большеанабарской мегаструктурой. Эпицентр этой структуры выражен участком эллипсоидной формы размером 660 на 470 км с вытянутостью длинной оси в северо-западном направлении. Северная половина этого участка совпадает с выходами на земную поверхность пород кристаллического основания Анабарского щита, а южная перекрыта породами осадочного чехла. Практически равноудалённый внешний контур представляет собой зоны линейных структур шириной около 300 км, образующих многоугольник с характерными углами около 100–120 градусов. Эти зоны находятся вблизи или совпадают с известными [3] геологическими структурами – границей Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы на западе, структурами Таймыра на севере, Ленской ветвью Предверхоянского прогиба на востоке и фрагментом осевой части Байкало-Вилюйской зоны рифтогенеза. Ограничения на юге и юго-западе не столь отчётливые из-за наложения других структур и рассматриваются как возможные. Размер внутреннего контура в поперечнике достигает 1700 км при расстоянии от эпицентра на запад 900 км и на восток 800 км. По внешнему контуру характерная длина стороны многоугольника около 1200 км. Отчётливо проявлена радиальная система разрывных нарушений различной горизонтальной мощности, достигающей 90 км. Анабарский щит отделён от южного участка крупными разломами северо-восточного и северо-западного простиций.

В качестве возможного механизма образования полигональной структуры с эпицентром и радиальными разломами на ранних стадиях развития Земли [4] рассматривается возникновение, сохранение и развитие ячейки Релея-Бенара [5, 6], возникшей в условиях термогравитационной конвек-

¹ АО «Иркутскгеофизика», Иркутск, Россия

² ОП АО «РОСГЕО» «ИГП», Иркутск, Россия

ции при образовании твердой покрышки на ранних стадиях формирования континентальной коры. Такая модель позволяет объяснить возникновение подобных структурных форм и предопределенность последующих геологических событий внутри архейских платформ и по их окраинам.

Литература

1. Сметанин А.В. Опыт динамической интерпретации гравитационных аномалий. Иркутск, 2000, 86 с.
2. Гравиметрическая карта СССР, масштаб: 1:2500000, составлена: Мин-Гео СССР, Ред. Степанов П.П., Янушевич М.А. 1971 г.
3. Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С. Геологическое строение СССР и закономерности распределения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. Л.: Наука, 1984.
4. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. Ранняя эволюция земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы // Литосфера. 2018. № 5. 653–671.
5. Гетлинг А.В. Формирование пространственных структур конвекции Рэлея–Бенара // УФН. 1991. Т. 161. № 9. С. 1–80.
6. Ермаков В.А. Воспоминание о контракции (эволюция тектономагматических процессов в истории Земли) // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и сейсмологии. Вулканализм и геодинамика. Т. 1. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 56–60.

Ю.В. Смирнов¹

Первые сведения о геохимических особенностях девонских песчаников Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна

Нора-Сухотинский террейн рассматривается в качестве северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса, который протягивается от Рудного Алтая и смежных районов Китая в Южную Монголию и далее на северо-восток Китая и приграничные районы Приамурья, где он «теряется», пережимаясь Мамынским террейном, с одной стороны, и Буреинским террейном, с другой. В строении Нора-

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

Сухотинского террейна принимают участие вулканогенно-осадочные комплексы позднепротерозойского (?) возраста, с которыми пространственно ассоциируют тела диабазов и метагабброидов, а также терригенные и терригенно-карбонатные отложениями силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста [6].

В последние годы были изучены вулканогенно-осадочные комплексы и магматические образования в пределах Селемджинского фрагмента Нора-Сухотинского террейна [2, 5 и др.]. В то же время исследования магматических и осадочных пород Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна не проводились. Однако они являются одними из ключевых объектов, которые несут в себе важную информацию об истории формирования Нора-Сухотинского террейна. В этой связи были проведены исследования химического состава песчаников средне-позднедевонского возраста бассейна р. Белая в пределах Приамурского фрагмента с целью реконструкции основных источников сноса кластического материала. На рассматриваемой территории эти породы встречаются в виде мелких изолированных коренных обнажений либо делювиальных обломков. Возраст отложений принят на основании фауны: *Nexacrinites cf. mamillatus* Yelt., *Schuchertella* sp., *Mediospirifer cf. martianof* Stuck., *M. aff. medialis* Hall [1].

Среди отобранных нами образцов в бассейне р. Белая преобладают мелко-среднезернистые и мелко-крупнозернистые песчаники. На классификационной диаграмме $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ [8] мелко-среднезернистые песчаники по составу близки к сланцам и ваккам, тогда как мелко-крупнозернистые песчаники соответствуют литаренитам и аркозам. Значительный разброс фигуративных точек состава песчаников на классификационной диаграмме свидетельствует о разнообразии пород в области сноса.

Большинство элементов-примесей переносятся без существенных изменений их концентраций при транспортировке из областей сноса в бассейн осадконакопления и являются чуткими индикаторами состава материнских пород. В песчаниках бассейна р. Белая суммарные содержания редкоземельных элементов варьируют от 80 до 142 г/т, при этом в них отмечается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($[\text{La/Yb}]_n = 3.61-13.21$) и четко проявленная отрицательная европиевая аномалия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.58-0.71$). Вариации редкоземельных элементов свидетельствуют о преимущественно кислом составе материнских пород. При нормировании на верхнюю континентальную кору значения большинства микроэлементов близкоровные при дефиците Nb (5–12 г/т), Ta (0.47–1.21 г/т), Ba (202–508 г/т) и Sr (79–184 г/т).

В песчаниках бассейна р. Белая отмечаются повышенные значения соотношений Th/La (0.29–0.69), La/Co (1.23–28.85), Th/Co (0.84–9.75)

при низких значениях Th/Cr (0.06–0.17). Подобные вариации этих показателей характерны для фанерозойских гранитов и палеозойских андезитов [7].

Учитывая то, что Южно-Монгольско-Хинганский орогенный пояс сформировался в палеозое в результате закрытия океанического пространства, а полярность существовавших в ходе тектонической эволюции зон субдукции дискуссионна [9, 11 и др.], рассматриваемые песчаники являются фрагментом аккреционного комплекса Мамынского террейна либо Буреинского террейна. В качестве источников сноса можно рассматривать раннепалеозойские и докембрийские магматические и метаморфические комплексы, выявленные в пределах Буреинского террейна [3, 12 и др.] или Мамынского террейна [4, 10 и др.]. В настоящее время более определенным выводом мешает слабая изученность магматизма в пределах рассматриваемого региона.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 21-77-10001, <https://rscf.ru/project/21-77-10001/>.

Литература

1. Сидоров Ю.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист М-52-ВII, VIII (Сергеевка). М.: Аэрогеология, 1978.
2. Смирнов Ю.В., Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые свидетельства позднедевонского гранитоидного магматизма в истории формирования северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 65–76.
3. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Первые данные о возрасте метариолитов турецкой серии Буреинского террейна восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 370–375.
4. Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма в истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 3–15.
5. Сорокин А.А., Смирнов Ю.В., Смирнова Ю.Н. Геохимические особенности и источники кластического материала палеозойских терригенных отложений северо-восточного фланга Южно-Монгольско-Хинганского орогенного пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 27–48.
6. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогенез востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 1. 572 с.
7. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. Vol. 104. № 1–4. P. 1–37.

8. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. Vol. 58. № 5. P. 820–829.
9. Hu X.L., Yao S.Z., Tan C.Y., Zeng G.P., Ding Z.J., He M.C. Early Paleozoic geodynamic evolution of the Eastern Central Asian Orogenic Belt: Insights from granitoids in the Xing'an and Songnen blocks // Geoscience Frontiers. 2020. № 11. P. 1975–1992.
10. Li Z.Z., Qin K.Z., Li G.M., Jin L.Y., Song G.X. Neoproterozoic and Early Paleozoic magmatic records from the Chalukou ore district, northern Great Xing'an Range, NE China: implications for tectonic evolution and Mesozoic Mo mineralization // J. Asian Earth Sci. 2018. № 165. P. 96–113.
11. Liu B., Chen J.F., Han B.F., Liu J.L., Li J.W. Geochronological and geochemical evidence for a Late Ordovician to Silurian arc-back-arc system in the northern Great Xing'an Range, NE China // Geoscience Frontiers. 2021. № 12. P. 131–145.
12. Yang H., Xu W., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Ge W. Geochronology and geochemistry of Neoproterozoic magmatism in the Bureya Block, Russian Far East: Petrogenesis and implications for Rodinia reconstruction // Precambrian Res. 2020. № 342. 105676.

Ю.Н. Смирнова¹, С.И. Дриль²

Результаты Sm-Nd изотопно-geoхимических исследований метаосадочных пород быркинской серии северо-западной части Аргунского континентального массива

Аргунский континентальный массив является значимой тектонической единицей в структуре восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. В качестве фундамента массива традиционно рассматриваются условно раннедокембрийские метаморфизованные комплексы [3, 8]. Однако существование последних ставится под сомнение на основании результатов геохронологических исследований [2, 4 и др.]. Для понимания докембрийской истории формирования Аргунского массива нами были проведены Sm-Nd изотопно-geoхимические исследования вендинских (?) метаосадочных пород быркинской серии, которые распространены на территории Забайкальского края, протягиваясь от поселка Кличка на юго-

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

западе до бассейна реки Уров на северо-востоке [8]. Объектами данного исследования являются метапесчаники кличкинской свиты, а также метаалевролиты и метапесчаники белётуйской свиты.

Согласно проведенным исследованиям выявлено, что метапесчаники кличкинской свиты характеризуются более высокими значениями $\varepsilon_{\text{Nd}(0)} = -6.7$, $\varepsilon_{\text{Nd}(T)} = -2.2$ при $T_{\text{Nd(DM)}} = 1.7$ млрд лет по сравнению с таковыми в метапесчаниках и метаалевролитах белётуйской свиты ($\varepsilon_{\text{Nd}(0)} = -9.5 \dots -13.6$, $\varepsilon_{\text{Nd}(T)} = -4.7 \dots -7.9$) при $T_{\text{Nd(DM)}} = 1.6 \dots 1.9$ млрд лет.

Рисунок 1 иллюстрирует сходство Nd-модельного возраста метапесчаников кличкинской свиты и неопротерозойских гранитов урулонгуйевского комплекса, расположенных в междуречье Урулонгуй – Аргунь ($\varepsilon_{\text{Nd}(0)} = -6.7 \dots -7.9$ и $T_{\text{Nd(DM)}} = 1.6 \dots 1.7$ млрд лет) [1], в то время как Nd-модельный возраст в метаосадочных породах белётуйской свиты подобен таковым в неопротерозойских гранито-гнейсах массива Ухусишань (Wuhuxishan) Аргунского массива ($\varepsilon_{\text{Nd}(0)} = -8.7 \dots -14.0$; $T_{\text{Nd(DM)}} = 1.6 \dots 1.8$ млрд лет) [9]. Близкие значения Nd-модельного возраста ($T_{\text{Nd(DM)}} = 1.7 \dots 1.9$ млрд лет) ранее были получены нами для пород дырыбильской свиты даурской серии Аргунского массива [6].

В то же время для терригенных отложений Ольдойского террейна, Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов, расположенных в северо-восточной части Аргунского континентального массива типичны более

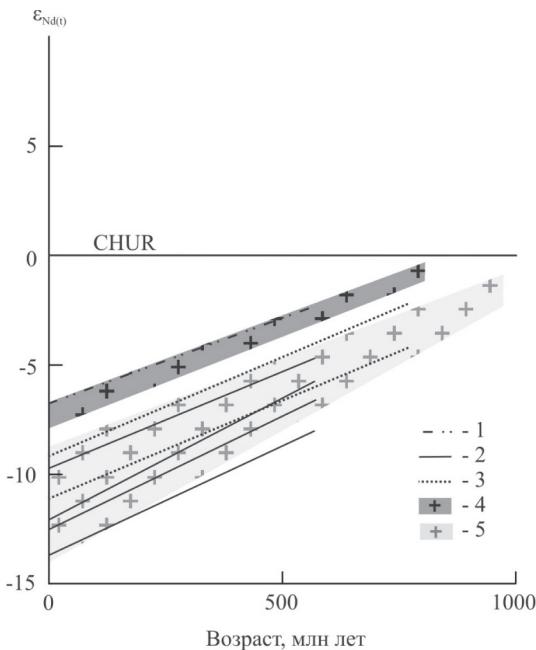


Рис. 1. Диаграмма возраст – $\varepsilon_{\text{Nd}(T)}$ для метаосадочных пород быркинской серии Аргунского континентального массива. Поля Nd-изотопного состава метаосадочных пород: 1 – быркинской серии: 1 – кличкинской свиты, 2 – белётуйской свиты, 3 – дырыбильской свиты даурской серии Аргунского континентального массива [6], 4 – гранитов урулонгуйевского комплекса [1], 5 – гранито-гнейсов массива Ухусишань (Wuhuxishan) [9]

молодые значения Nd-модельного возраста ($T_{Nd(DM)} = 1.0\text{--}1.5$ млрд лет) [5, 7]. В этой связи, вероятно, при накоплении исследованных нами вендских(?) метаосадочных пород быркинской серии и посткембрийских терригенных отложений северо-восточной части Аргунского массива принимали участие существенно разные по изотопному составу Nd материнские породы.

Вышеприведенные результаты исследований дают основания полагать, что основными источниками сноса для метаосадочных пород быркинской серии послужили докембрийские магматические и метаморфические комплексы, развитые на территории Аргунского континентального массива в пределах Восточного Забайкалья и на сопредельной территории Китая [1, 9 и др.].

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 20-05-00195).

Литература

1. Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Яковлева С.З. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология руд. месторождений. 2010. Т. 52. № 6. С. 553–571.
2. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Беляков Т.В., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Мезозойский возраст гранитоидов Бекетского комплекса (Гонжинский блок Аргунского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 6. С. 779–783.
3. Петрук Н.Н., Козлов С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Дальневосточная серия. Лист N-51 (Сковородино). Третье поколение / Ред. А.С. Вольский. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
4. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Великославинский С.Д., Джсан Б.-М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Ван К.-Л., Чан С.-Л., Ли Х.-Я., Толмачева Е.В. О возрасте гонжинской серии (Аргунский террейн Центрально-Азиатского складчатого пояса): результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований дегритовых цирконов // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 5. С. 519–522.
5. Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. Источники юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты изотопно-геохимических (Sm-Nd) и геохронологических (U-Pb, LA-ICP-MS) исследований // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 6. С. 706–710.
6. Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В., Дриль С.И. Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород даурской

серии Аргунского континентального массива // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 1. С. 13–31.

7. Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдайского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // Геохимия. 2015. № 6. С. 539–550.

8. Шивохин Е.А., Озерский А.Ф., Куриленко А.В., Раутина Н.И., Карапесев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. Алдано-Забайкальская серия. Лист М-50 (Борзя). Третье поколение / Ред. В.В. Старченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010.

9. Liu H., Li Y., Wan Z., Lai Ch.-K. Early Neoproterozoic tectonic evolution of the Erguna Terrane (NE China) and its paleogeographic location in Rodinia supercontinent: Insights from magmatic and sedimentary record // Gondwana Res. 2020. № 88. P. 185–200.

**С.Д. Соколов¹, Л.И. Лобковский², Н.О. Сорохтин²,
М.И. Тучкова¹, М.В. Кононов²**

Тектоника арктических окраин Чукотки и Северной Аляски и происхождение Амеразийского бассейна

Основными элементами Восточной Арктики являются Амеразийский бассейн и континентальные окраины Евразии и Северной Америки. На основе батиметрических характеристик в Амеразийском бассейне выделяются Канадская котловина и область Центрально-Арктических поднятий и прогибов (ЦАПП), которая включает поднятия Альфа, Менделеева, Чукотское плато, котловины Макарова и Подводников. Хребет Ломоносова является западной границей Восточной Арктики, разделяя структуры двух крупнейших бассейнов Северного Ледовитого океана: Амеразийского и Евразийского. В тектоническом отношении хребет Ломоносова тесно связан со структурами Западной Арктики, от которой он отделился в процессе образования Евразийского бассейна.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской Академии наук, Москва, Россия

Структуры ЦАПП сложены в разной степени утоненной корой [1–3]. Океаническая кора с линейными магнитными аномалиями установлена только в центральной части Канадской котловины.

Южное континентальное обрамление Амеразийского бассейна сложено мезозойскими покровно-складчатыми структурами Чукотки и Северной Аляски.

Происхождение Амеразийского бассейна и, в частности, Канадской котловины остается дискуссионным. Все разнообразие точек зрения можно объединить в пять самостоятельных групп: океанизация континентальной коры; захваченная океаническая кора Тихого океана; многостадийный спрединг; задуговой бассейн; ротационная гипотеза. При этом в большинстве моделей отмечается синхронность тектонических событий в Амеразийском бассейне и в покровно-складчатых структурах Чукотки и Аляски, что свидетельствует о взаимосвязи структурообразующих процессов и возможности создания единой геодинамической модели.

В докладе обсуждаются различные гипотезы и тектонические модели образования и эволюции основных структур литосферы Восточной Арктики в период от поздней юры до конца раннего мела, и в частности, возникновение Канадского бассейна, закрытие палеоокеанов Ангаючам и Южно-Анюйского, формирование коллизионных структур при движении континентальных блоков Аляски и Чукотки.

Тектоническая модель формирования арктической окраины Чукотки [3, 6]. В кимеридже завершился спрединг в Южно-Анюйском океаническом бассейне и прекратился вулканизм в энсиматической Куль-полнейской островной дуге. Начиная с волжского времени, остаточный Южно-Анюйский бассейн заполнялся турбидитами. Зона субдукции со средоточилась вдоль Олойского вулканического пояса, который образовался на краю Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента). Субдукционный магматизм был связан с погружением вначале океанической литосферы, а затем континентальной коры Чукотского микроконтинента. Вдоль конвергентной границы формировалась аккреционная призма с блоками базальтов и кремней [6]. Коллизия Чукотского микроконтинента с Сибирью завершилась в готерив-барремское время. Постколлизионные граниты имеют возраст 117–115 млн лет.

Тектоническая модель формирования структур Северной Аляски [7, 8]. В позднеюрско-раннемеловое время к югу от пассивной окраины Арктической платформы (террейн Арктическая Аляска) располагался океанический бассейн Ангаючам, в южной части которого существовала энсиматическая дуга Коюкук. Севернее располагались подводные возвышенности и гайоты с внутриплитными базальтами. Покровно-складчатые структуры Северной Аляски образовались в процессе коллизии островной дуги Коюкук и закрытия океанического бассейна Ангаючам.

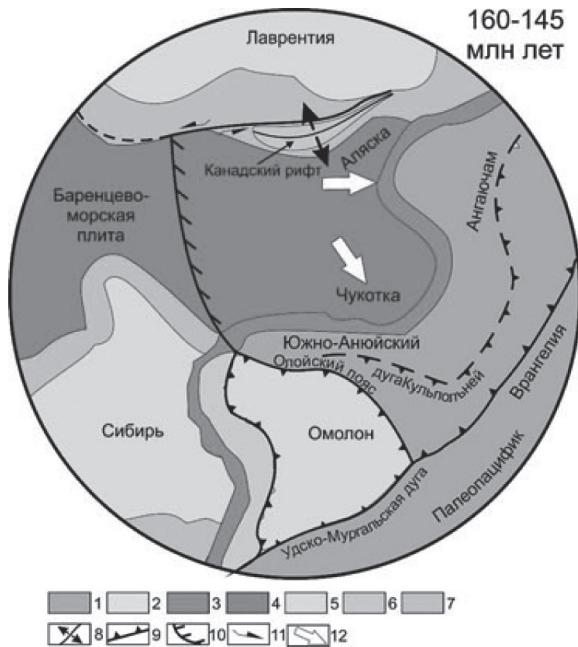


Рис. 1. Палеотектоническая схема.

1 – океаническая литосфера; 2 – зоны перехода континент–океан, включая островные дуги и задуговые бассейны; 3 – пассивные окраины; 4 – эпиконтинентальные моря; 5 – кратоны и микроконтиненты; 6 – утоненная рифтогенетическая континентальная кора; 7 – палеозойские и раннемезозойские складчатые области; 8 – направление раскрытия Канадского бассейна; 9 – субдукция; 10 – западная граница Восточной Арктики; 11 – сдвиговое смещение; 12 – направления смещений блоков Аляски и Чукотки

Очевидно общее сходство тектонических моделей Чукотки и Северной Аляски. Следует подчеркнуть, что южная вергентность зон субдукции, в которых поглощалась океаническая литосфера Южно-Антарктической и Ангаючам ветвей Прото-Арктического океана согласовывается с обстановкой растяжения на краю Северо-Американского континента (рис. 1).

Геодинамическая модель формирования Амеразийского бассейна (рис. 2, 3). Модель основана на представлении о существовании в верхней мантии под Арктикой и Северо-Восточной Азией циркуляции вещества в горизонтально вытянутой конвективной ячейке протяженностью в несколько тысяч км [3–5]. В эту циркуляцию вовлечена субдуцируемая Тихоокеанская литосфера, вещество которой движется вдоль подошвы верхней мантии в сторону континента от зоны субдукции, формируя ниж-

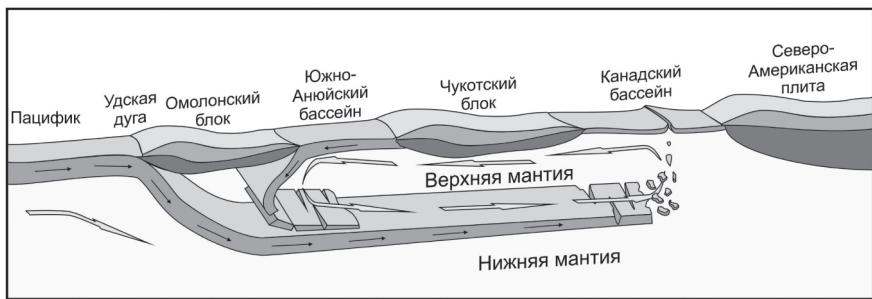


Рис. 2. Геодинамическая модель формирования структур арктической Чукотки и Северной Аляски [4].

1 – континентальная кора; 2 – океаническая литосфера; 3 – подкоровая литосфера континента; 4 – мантия; 5 – направление конвективных течений мантии; 6 – направление движения океанической литосферы

нюю ветвь ячейки, а замыкающая верхняя ветвь ячейки образует обратное течение вещества под литосферой в сторону зоны субдукции, что, собственно, и является движущей силой, определяющей поверхность кинематику блоков коры и деформации литосферы (рис. 2, 3). Верхний поток в процессе вязкого сцепления с подошвой литосферы вызывал развитие деформаций и отрыв блоков литосферы от окраины Северо-Американского континента.

Благодарности. Доклад подготовлен при финансовой поддержке проекта РНФ № 20-17-00197 и темам Государственного задания № 0135-2019-0078 и № 0128-2021-0004.

Литература

1. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
3. 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.
4. Лобковский Л.И., Соколов С.Д., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Двухъярусная субдукция в верхней мантии как механизм эволюции литосферы вос-

точной Арктики в поздней юре – раннем мелу // Докл. РАН. Науки о земле, 2021. Т. 500. № 2. С. 13–20.

5. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханически связанный с зоной субдукции, и ее геодинамические приложения для Арктики и Северо-Восточной Азии // Известия РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.

6. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.П. Тектоника Южно-Антарктической сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

7. The Geology of Alaska. Plafker G., Berg H.C. (eds). The Geology of North America, G-1. Geological Society of America, Boulder, CO. 1994. 1055 p.

8. Moore T.E., Wallace W.K., Mull C.O., Adams K.E., Plafker G., Nokleberg W.J. Crustal implications of bedrock geology along the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT) in the Brooks Range, northern Alaska // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. N B9. P. 20645–20684.

**С.Ю. Соколов¹, Г.Д. Агранов^{1,2}, С.И. Шкарабо³,
А.В. Зайончек¹, А.С. Абрамова¹**

Признаки дегазации в осадочном чехле юго-восточного обрамления хребта Книповича по сейсмическим данным

Сейсмические исследования осадочного чехла на флангах хребта Книповича [1, 2] позволили выявить в нем аномалии записи, возникающие при отражении от газонасыщенных слоев. Скопления свободного газа проявляются в форме так называемых «ярких пятен» (рис. 1), которые возникают при резком увеличении амплитуды отраженных волн из-за большого контраста акустических свойств вмещающей и газонасыщенной сред. При значительном скоплении газа «яркое» пятно приобретает субгоризонтальную форму, которую также называют «плоским» пятном. На флангах хребта Книповича «плоские» пятна наблюдались и ранее [3, 4]. Нами проведено изучение пространственного распределения плоских пятен по данным ГИН РАН и АО «МАГЭ», сопоставление их морфометрических характеристик с геофизическими полями, отражающими воз-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Музей землеведения, МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

³ АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция», Мурманск, Россия

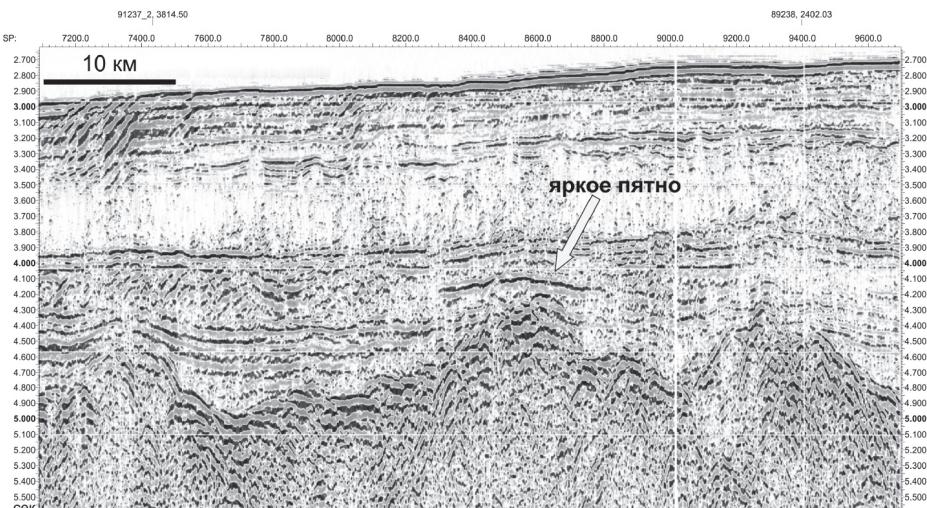


Рис. 1. Фрагмент разреза МОВ ОГТ 91240, содержащий аномалию сейсмической записи типа «яркое пятно» над выступом акустического фундамента

никающий при серпентинизации метаморфизм пород верхней мантии, определение возможной тектонической природы структур фундамента, над которыми в осадочном чехле возникают аномалии записи, и геодинамической обстановки, в которой они могли возникнуть.

В настоящее время на север-северо-восточном продолжении разлома Сенья, который являлся трансформной границей данного спредингового сегмента [5], в фундаменте выделяются структуры, имеющие сходную с ним ориентацию, но несовпадающие с азимутами главных тектонических элементов современной спрединговой зоны. Сейсмическая активность восточного фланга хребта Книповича [6] указывает на тектоническую активизацию этой части котловины по линии продолжения разлома Сенья. Развитие долгоживущих плоскостей смещений в условиях преобладающего сдвига с растяжением [6, 7] создает условия для проникновения морской воды в верхнюю мантию следствием которого является серпентинизация, протекающая с выделением метана.

Наиболее благоприятной ситуацией для реализации этого процесса является океаническая кора, сформированная при медленном и ультрамедленном спрединге с минимальным базальтовым и габброидным слоями, и наличие осадочного чехла, способного удержать флюид. Если осадков нет, CH_4 попадает непосредственно в водную толщу, что было установлено вдоль восточного борта хребта Книповича [8]. Пространственное положение аномалий в осадочном чехле приведено на рис. 2 с использо-

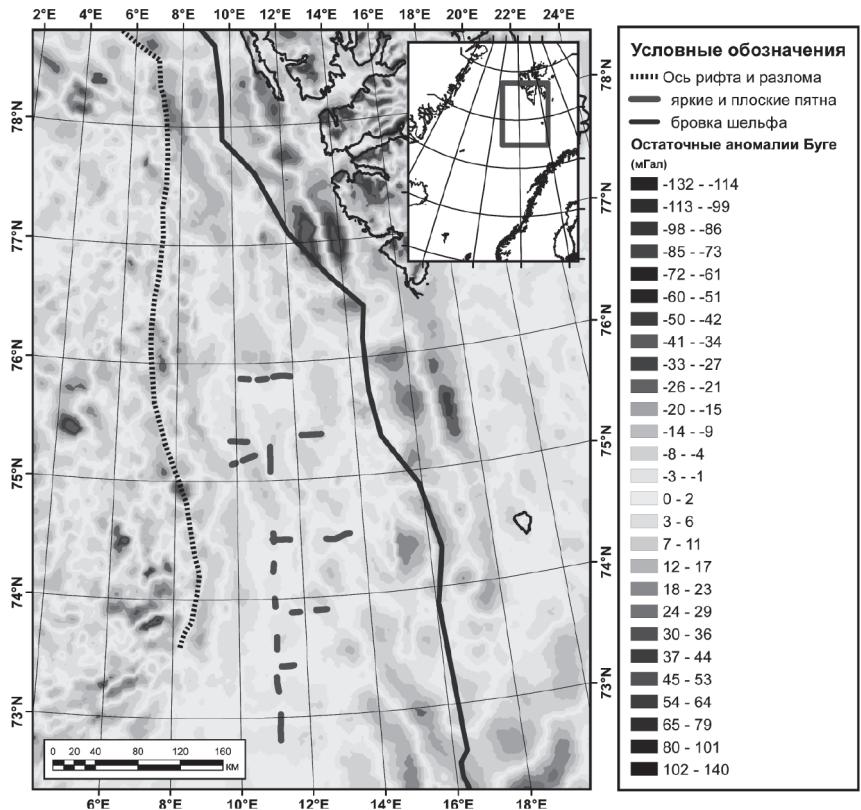


Рис. 2. Положение аномалий сейсмической записи типа «яркое пятно» и «плоское пятно» на топоснове остаточной аномалии Буге, полученной высокочастотной фильтрации полной аномалии Буге [9] для длин волн ≤ 65 км

ванием остаточной аномалии Буге в качестве топографической основы. Рисунок этого поля (рис. 2) показывает продолжение линейной структуры, связанной с разломом Сеня, на север-северо-запад. Это продолжение утыкается в хребет Книповича около 76°N . Расположение большинства пятен связано с отрицательными зонами остаточной аномалии. Среднее значение поля под аномалиями составляет -2.7 мГал. Сопоставление пространственного положения пятен с аномальным магнитным полем [10] показывает, что они развиты в областях с мозаичным характером поля, где преимущественно отсутствует его линейная конфигурация со средним уровнем $+72$ нТл.

Полученные результаты показывают следующее. На продолжении трансформной границы океан–континент по разлому Сеня происходит

тектоническая активизация на фланге хребта Книповича вдоль удлиненной формы остаточных аномалий Буге (см. рис. 2). Это указывает на то, что соответствующие им структуры фундамента, испытывают современные знакопеременные движения. Предполагается, что параллельно идет процесс серпентинизации в верхней мантии с разуплотнением, увеличением объема и генерацией газа. Это приводит к положительным вертикальным движениям и накоплению газа в налегающих на фундамент осадках. Многие аномалии типа «плоское» пятно в осадочных комплексах расположены над выступами акустического фундамента, сформированными, вероятно, при разуплотнении пород мантии и вертикальных движений. Положительное среднее значение аномального магнитного поля под сейсмическими аномалиями указывает на то, что серпентинизация, сопровождающаяся также образованием магнетита, может быть полностью одновозрастным и современным процессом, формирующим наложенный хемогенный магнитоактивный слой в верхней мантии.

Выводы:

1. Восточный фланг хребта Книповича испытывает тектоническую активизацию вдоль структур фундамента, являющихся северным продолжением разлома Сеняя и несовпадающих с ориентацией как рифтовых сегментов хребта, так и трансформных смещений. Эти структуры выражены в высокочастотной компоненте аномалий Буге и по сейсмическим данным сопровождаются деформациями осадочного чехла, налегающего на фундамент.
2. Выделенные по сейсмическим данным аномалии типа яркое или плоское пятно распределены в пространстве над отрицательными значениями остаточных аномалий Буге и положительными аномалиями магнитного поля. Это указывает на привязку аномалий к зонам разуплотнения, которое может иметь серпентинизационный генезис, и к зонам формирования наложенной хемогенной намагниченности, которая возникает при серпентинизации и искажает первичный линейный рисунок магнитных аномалий спредингового фундамента. Положительный знак аномального магнитного поля указывает на современный возраст этих процессов.

3. Вертикальные смещения блоков коры и верхней мантии на флангах, приводящие к деформациям осадочного чехла и внеосевой сейсмичности, могут быть объяснены серпентинизацией с увеличением объема породы и тектоническими срывами на флангах, после которых увеличивается доступ воды, необходимой для этого метаморфического процесса, меняющего физические свойства пород – источников геофизических полей.

Благодарности. Данная работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-70040, а также частично в рамках темы госзадания № 0135-2019-0076 Геологического института РАН. Авторы выражают благодарность Российскому Федеральному Геологическому Фонду (<https://rfgf.ru>)

за доступ к фондовым материалам, которые были необходимы для проведения исследований, и АО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ) за предоставленные цифровые данные МОВ ОГТ.

Литература

1. Шкарубо С.И. Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 1. СПб.: ВНИИОКЕАНГеология, 1996. С. 101–114.
2. Зайончек А.В., Бrekke X., Соколов С.Ю. и др. Строение зоны перехода континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 111–157.
3. Rajan A., Mienert J., Bünz S., Chand S. Potential serpentization, degassing, and gas hydrate formation at a young (<20 Ma) sedimented ocean crust of the Arctic Ocean ridge system // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. N B03102, doi:10.1029/2011JB008537
4. Waghorn K.A., Bünz S., Plaza-Faverola A., Johnson J.E. 3D Seismic investigation of a gas hydrate and fluid flow system on an active mid-ocean ridge; Svyatogor Ridge, Fram Strait // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2018. DOI 10.1029/2018GC007482
5. Gernigon L., Franke D., Geoffroy L., Schiffer C., Foulger G.R., Stoker M. Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 206. N 102839. P. 1–37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.011>.
6. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Мороз Е.А., Зарайская Ю.А. Амплитуды дизьюнктивных нарушений флангов хребта Книповича (Северная Атлантика) как индикатор современной геодинамики региона // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 769–789. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0316.
7. Crane K., Doss S., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov I.P., Devorah J. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, sedimentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. Vol. 22. P. 153–205.
8. Cherkashev G.A., Gusev E.A., Zhirnov E.A., Tamaki K., Kurevits D., Okino K., Sato H., Baranov B.V., Egorov A.V., German K., Crane K., Sushchevskaya N.M. The Knipovich Ridge Rift Zone: Evidence From The Knipovich-2000 Expedition // Doklady Earth Sciences. 2001. Vol. 378. P. 420–423.
9. Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // J. Geod. 2012. Vol. 86. P. 499–520.

10. Olesen O.G., Gellein J., Habrekke H. et al. Magnetic Anomaly Map, Norway and adjacent ocean areas, Scale 1:3 million. Geological Survey of Norway, 1997.

К.Ф. Старцева¹, А.М. Никишин¹

Апт-альбские и эоценовые сдвиговые деформации Восточно-Сибирского и Северо-Чукотского бассейнов

В рамках государственной программы освоения Арктического шельфа в 2011–2020 гг. был получен большой объем новых геолого-геофизических данных, в том числе для осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Северо-Чукотского морей. Результаты сейсмической интерпретации и обоснование стратиграфии в этих бассейнах приведено в работе [2]. Согласно интерпретации, формирование этих бассейнов связано с рифтингом и последующим пострифтовым погружением, проявленными на островах Де-Лонга и хребте Менделеева. При этом изометрическая форма бассейнов может указывать на их формирование в транстенсионных обстановках (pull-apart). По южному борту Северо-Чукотского бассейна на картах гравитационных и магнитных аномалий наблюдается линеамент (Аз. пр. около 285°), интерпретируемый как региональный разлом (рис. 1).

Для изучаемых бассейнов одной из самых характерных черт, которые можно наблюдать на сейсмических профилях, является сеть многочисленных малоамплитудных сбросов (рис. 2), осложняющая разрез отложений преимущественно древнее 34 млн лет (по данным [2]). Сбросы зачастую имеют встречное направление, и слагают цветковые структуры, характерные для присдвиговых обстановок. Максимальная амплитуда смещений основной части сбросов составляет 100–200 мс, единичные разломы достигают амплитуды 300–400 мс. Простирание сбросов в большинстве случаев сложно напрямую проследить по имеющимся сейсмическим данным в связи с их разреженностью. Однако в местах сгущения сейсмических профилей для отдельных разломов устанавливается азимут простирания около 335 – 345° в Восточно-Сибирском бассейне и около 350° в Северо-Чукотском бассейне. Это согласуется с данными Фреймана С.И. [1], который по статистическим распределениям наблюдаемых углов падения сбросов на сейсмических профилях получил средние азимуты их

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

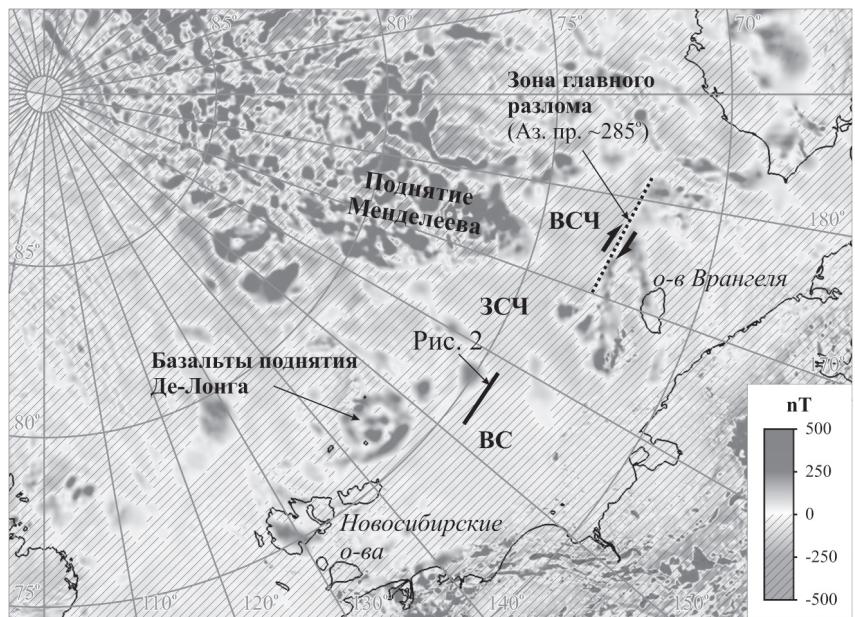


Рис. 1. Карта магнитных аномалий изучаемого региона.
ВСЧ – Восточно-Северо-Чукотский бассейн; ЗСЧ – Западно-Северо-Чукотский бассейн;
ВС – Восточно-Сибирский бассейн

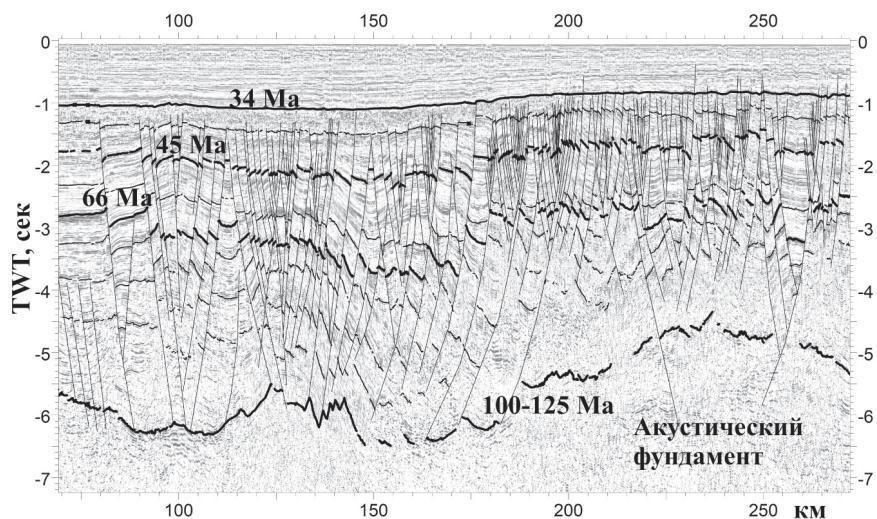


Рис. 2. Разломная зона Восточно-Сибирского бассейна (сейсмопрофиль ION12-1350). Положение сейсмопрофиля см. на рис. 1

простирания около 350° . Выше границы, датированной 45 млн лет, мощности одновозрастных отложений увеличиваются в опущенном блоке в направлении сброса, а ниже ее остаются неизменными. Таким образом, вероятно, именно граница 45 млн лет отвечает активации перемещений по разломам. Амплитуды смещения большей части разломов уменьшаются от границы 45 млн лет до границы 34 млн лет, однако в отдельных областях деформации подвергнуты и более молодые отложения.

Предполагаемый возраст деформаций соответствует эпохе общей текtonической перестройке, наблюдавшейся в среднем–позднем эоцене во всем регионе. Одним из проявлений этой перестройки является резкое замедление скорости спрединга около 45 млн лет, описанное для Евразийского бассейна [2]. Почти одновременно (47 млн лет) в районе Канадского архипелага произошла вторая фаза Юриканской орогении [3].

Цветковая форма малоамплитудных сбросов возрастом 45 млн лет указывает на их формирование в присдвиговых обстановках, таким образом через осадочные бассейны Северо-Чукотского и Восточно-Сибирского морей проходит транстенсионный пояс. Вероятно, этот пояс наследует структуры, возникшие в более раннее время. Так, азимуты малоамплитудных сбросов расположены под углом $55\text{--}65^{\circ}$ к оси вероятного регионального сдвига, прослеживаемого на карте магнитных аномалий (рис. 1), что отвечает модели правостороннего сдвига, предполагающейся для изучаемой области.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда (грант № 22-27-00160).

Литература

1. Фрейман Ю.Л. Сейсмостратиграфия и геологическая история Северо-Чукотского бассейна и сопряженных районов Северного Ледовитого океана. Канд. дисс. М., 2021.
2. Nikishin A.V., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K.F., Rodina E.A. 2021. Arctic Ocean Mega Project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // Earth-Science Reviews. Vol.217. 103581. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>
3. Piepjohn K., Gosen W. Von, Tessensohn F. The Eurekan deformation in the Arctic: An outline // J. Geol. Soc. London. 2016. Т. 173. No 6. P. 1007–1024.

Тектонические аспекты формирования черных сланцев фанерозоя Северной Евразии

Новая модель осадконакопления высокоуглеродистых черных сланцев (ЧС), из которой следует, что баженовская свита накапливалась не в глубоководном бассейне, а на шельфовых плато, обрамленных прогибами [8], дает возможность по-новому реконструировать некоторые условия их формирования, включая тектонический режим и эволюцию обстановок осадконакопления.

Накопление ЧС происходит в условиях высокой первичной биопродуктивности, высокой степени захоронения и фосилизации ОВ (органического вещества) и низкой скорости минеральной седиментации [10]. Статические палеогеографические условия, кроме глубины и климата не вызывают особых разногласий. Но тектонический режим и эволюция обстановок осадконакопления, а также соответствующие изменения условий накопления ЧС, рассматриваются обычно индивидуально для каждого ЧС, без корреляции обстановок и процессов для разных бассейнов.

Влияние тектоники на обстановки и осадочные процессы при формировании ЧС фанерозоя рассматривалось нами на основе фациального, формационного и общего палеогеографического анализов куонамской (нижний–средний кембрий Сибирской платформы), доманиковой (верхний девон – нижний карбон Восточно-Европейской платформы), баженовской (титон–берриас Западно-Сибирской плиты) и хадумской (нижний олигоцен Скифской плиты) свит. Они представлены отложениями внутренних и краевых морей на этапах трангрессий.

Судя по схеме Е.Е. Милановского [3] исследованные интервалы формирования ЧС связаны с завершающими фазами эпох активизации рифтогенеза и последующим началом орогенеза на смежных территориях. Так, в Тазовском палеопрогибе на СВ Западной Сибири на сейсмических профилях ОГТ появляются линзовидные сейсмофации, толщиной 50–70 м, подстилающие средневолжский подъярус. Такие линзы могут быть отнесены к основанию баженовского горизонта, они залегают над нижне-среднетриасовыми грабенами Худосейского рифта и в зонах разло-

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

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

мов Аганского грабен-рифта [9]. Как и все перечисленные ЧС, бажениты перекрываются клиноформной формацией – предположительно «дистальными» фациями – («хвостами») молассы Предверхоянского передового прогиба. Кульминация верхоянской орогении приходится на титон-барремское время [6], а транзит твердого стока происходил благодаря донным течениям в Енисей-Хатангском прогибе [7]. Время накопления ЧС баженовской свиты ограничивается последовательной компенсацией Хетского и Газовского сдвиговых проточных бассейнов, улавливавших терригенный материал, который поступал в эти бассейны также и со стороны Восточно-Сибирской суши и Таймырского поднятия.

Начало волжского цикла накопления ЧС может быть связано с фазой перестройки кинематики литосферных плит, сопровождающейся глобальной регрессией, которая через 1–2 млн лет могла смениться глобальной трансгрессией [5]. Начало цикла может совпадать с изменением частоты геомагнитных инверсий [4]. Режим относительно редких геомагнитных инверсий наступает в начале титона [11], приблизительно в середине ранней волги. Иными словами, начало цикла накопления ЧС, возможно, надо связывать с регрессией, а его пик с максимумом последующей трансгрессии. На фоне регрессии могут закладываться краевые суббассейны, которые в дальнейшем будут улавливать терригенный материал. Именно в них, при достаточной глубине появляются первые прослои ЧС. Также во время регрессии и начала трансгрессии происходит «подготовка» рельефа дна для будущего ЧС бассейна, его эрозионно-аккумулятивное выравнивание.

Во всех перечисленных ЧС бассейнах в начальные фазы трансгрессий почти повсеместно накапливаются глауконитовые породы, иногда переходящие в глауконититы. Являясь гальмиролитами, они свидетельствуют об очень медленном осадконакоплении. Но, ЧС на большей части территории бассейнов еще не формируются, вследствие недостаточной глубины и воздействия сезонных штормов на придонные воды и дно бассейна. По мере развития трансгрессии и появления термоклина, подводная элювиальная формация постепенно сменяется ЧС. Во Фроловско-Тамбейском фациальном районе в основании баженовской свиты среди битуминозных пород иногда встречаются прослои с глауконитом, указывающие на постепенный переход [1].

В начальную фазу трансгрессии некоторую активность проявляют внутрибассейновые рифтовые зоны и краевые суббассейны, позднее тектоническая активность проявляется лишь в краевых зонах ЧС бассейнов – в суббассейнах, обрамляющих фации ЧС (характерно для всех проанализированных ЧС бассейнов). Это подтверждается подводными обвалами и оползнями. При спокойном тектоническом режиме на прилегающей суше, относительно активная тектоника дна бассейнов, вероятно, связана

с трансгрессией – с увеличением давления слоя морской воды (50–200 м) и формирующихся в краевых суббассейнах осадочных толщ (до сотен метров). На древних платформах при накоплении ЧС тектоническая активность слабая, более активный режим характерен для их краевых зон. На молодых платформах тектоника особенно активна в краевых зонах, но проявляется и во внутренних – над древними рифтами. Во всех случаях это обстановки растяжения и сдвига.

Сильные и протяженные донные течения в ЧС бассейнах отмечались не один раз, обычно внимание обращалось только на распределение фаций и мощностей, а также типов коллекторов [2]. Однако, донные течения играют важную роль и в питании бассейнов биофильными элементами, создают термоклин, формируют конусы выноса стоковых течений [7]. Следует отметить, что во всех рассмотренных случаях донные течения развиваются из холодных областей с гумидным климатом в направлении более теплых аридных зон. Одно только отсутствие термоклина в холодных морях не может объяснить односторонний сток и его пульсационный характер. Возможно, причина стока кроется в уменьшении полярного сжатия в фазы снижения скоростей вращения Земли вокруг своей оси, что приводит к перераспределению водных масс. Самые крупные четыре циклита баженовского горизонта в Тазовском конусе выноса стоковых течений формировались на протяжении около 2 млн лет каждый. В разрезах контуритов(?) баженовского горизонта на Пурской ступени Тазовского палеобассейна общее количество циклитов может достигать 100. Каждый из таких циклитов приблизительно отвечает одному из общепризнанных циклов Миланковича (90 тыс. лет).

При анализе обстановок накоплении ЧС явно недооценивается роль термоклина, в частности, не рассматривается динамика его «кровли». Термоклин ограничивал водообмен придонных вод с поверхностными, тем самым он предотвращал рассеяние биофильных элементов (БЭ). Их повышенные концентрации ниже кровли термоклина обеспечивали питательными веществами поверхностные воды во время редких (раз в 30–50 лет) сильных штормов [7]. Это приводило к взрывному возрастанию первичной биопродуктивности и определяло микроцикличность ЧС в десятые и сотые доли мм, характерную для всех ЧС. Базис сезонных штормов обычно не достигал кровли термоклина. Базис редких сильных штормов разрушал кровлю термоклина и выносил к поверхности БЭ, однако он не должен был достигать дна бассейна. Позднее термоклин не только восстанавливался, но мог и повышаться за счет притока холодных вод, и находиться в динамическом равновесии с разрушающей деятельностью сильных штормов. Оптимальная глубина ЧС бассейна, вероятно, должна быть ограничена возможностью активного подъема БЭ из придонных вод к поверхности термоклина и в то же время недостижима для

сильных штормов. Глубины свыше 50–200 метров, в зависимости от типа и морфологии дна бассейнов, вероятно, менее благоприятны для накопления ЧС по причине замедления осаждения ОВ.

Таким образом, тектонический режим не просто определяет глубину бассейна, структуру его дна и характер тектонических движений и т.д., но также прямо или опосредованно влияет практически на все условия, обстановки и процессы, определяющие накопление высокоуглеродистых ЧС.

Литература

1. Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкисева Н.П., Козлова Г.П., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 160 с.
2. Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Советская геология. 1981. № 11. С. 3–12.
3. Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
4. Милановский Е.Е. О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового Океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–11.
5. Милановский Е.Е., Никишин А.М., Копаевич Л.Ф., Гаврилов Ю.О., Клутинг С. О корреляции фаз реорганизации кинематики литосферных плит и короткопериодных изменений уровня Мирового океана // Докл. РАН. 1992. Т.326. № 2. С. 313–317.
6. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника и геодинамика территории Республики Саха (Якутия). М: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. 571 с.
7. Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Суслова А.А., Гилаев Р.М., Шелков Е.С., Книппер А.А. Баженовский горизонт Сибири (титон – нижний берриас): тектонические и гидродинамические условия осадконакопления // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 117–128.
8. Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Суслова А.А., Гилаев Р.М. Палеогеографические условия Западно-Сибирского бассейна в титоне – раннем берриасе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 10–19.
9. Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 31–37.
10. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
11. Haq B.U. Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal. GSA Today. Washington, USA, 2018. N 28. P. 4–10.

Становой мегаблок Алдано-Станового щита: к проблеме типизации земной коры

Тектоническое районирование раннедокембрийской земной коры Алдано-Станового щита Сибирской платформы обычно проводится в системе мегаблоков либо террейнов различного ранга, а также имеются схемы строения в системе гранит-зеленокаменных областей и гранулит-гнейсовых поясов. При районировании Алдано-Станового щита в системе гранит-зеленокаменных областей и гранулит-гнейсовых поясов Становой мегаблок по типу земной коры относят как к гранулит-гнейсовому поясу [6, 7], так и к гранит-зеленокаменной области [3, 12, 14]. В основу выделения Становой гранит-зеленокаменной области положено сопоставление по структурно-вещественным признакам гилюйского и джелтулакского комплексов с зеленокаменным комплексом Олекминской гранит-зеленокаменной области [5, 12]. По мнению авторов, вопрос отождествления гилюйского и джелтулакского комплексов приразломных структур Станового мегаблока с комплексами зеленокаменных поясов Олекминской гранит-зеленокаменной области как основы выделения Становой гранит-зеленокаменной области остаётся открытым и требует дополнительных исследований.

Во второй половине прошлого века на геологических картах Алдано-Станового щита в пределах Олекминской складчатой области впервые появился такой элемент консолидированной земной коры как зеленокаменный пояс (Чаро-Токинский, Олондинский, Субганский и др.). Ранняя история изучения зеленокаменных поясов Алдано-Станового щита – это, прежде всего, «разбраковка» известных грабенов либо троговых структур с учётом признаков, характерных для зеленокаменных поясов. В 60–80-х годах прошлого века в пределах Алдано-Станового щита было выделено несколько десятков «троговых» структур. Например, в работе [8] на «Схеме троговых структур Алдано-Станового щита» показано более 30 шовных прогибов (трогов), выполненных терригенно-вулканогенными образованиями, метаморфизованными в условиях амфиболитовой или зеленосланцевой фации, и приуроченных главным образом к региональным разломам. Так, к зоне Тыркандинского разлома приурочено 7 трогов (Авгенкурский и Тыркандинская система), к зоне Станового разлома – 4 трога (Каларский, Куртакский, Чульманский), к зоне Джелтулакского разлома – 7 трогов.

¹ Кубанский государственный университет (ФГБОУ ВО КубГУ), Краснодар, Россия

Зеленокаменный комплекс Олекминской гранит-зеленокаменной области имеет несколько названий – субганский [9, 13], олондинский [4], сахаборский [5]. Исследования Р.Н. Ахметова, В.И. Берёзкина, Г.В. Бирюлькина, Г.М. Друговой, А.П. Смелова и Е.Б. Сальниковой по изучению метаморфизма, геохронологии и структуры зеленокаменных поясов позволили подойти к проблеме эволюции раннего докембрия Алдано-Станового щита с выделением в его пределах Олекминской и Батомгской гранит-зеленокаменных областей.

Согласно [5] верхнеархейский гилюйский комплекс Станового мегаблока по структурно-вещественным признакам является аналогом зеленокаменного комплекса Олекминской гранит-зеленокаменной области. С учётом этого в пределах Станового мегаблока выделены Джелтулакский, Унахинский, Тас-Юряхский, Таксахандинский и Удыгинский зеленока-



Рисунок. Схема тектоники Станового гранулит-гнейсового пояса Алдано-Станового щита [11].

1 – раннедокембрийские метаморфические породы Алданского мегаблока; 2–4 – Становой пояс: 2 – становой комплекс; 3 – блоки гранулитов Каларо-Джураджурского: К – Каларский, З – Зверевский, Ст – Сутамский, Т – Туксанийский; Ларбинско-Чогарского: Л – Ларбинский, С – Сивакано-Токский, Ч – Чогарский и Амазарского: У – Урушанский, Д – Дамбукинский поясов; 4 – невскрытые блоки гранулитов, выделенные в контурах гравитационных максимумов; 5 – мезозойские массивы гранитоидов; 6 – осадочно-вулканогенные отложения Алданской антеклизы и Монголо-Охотского орогенного пояса; 7 – границы Станового гранулит-гнейсового пояса, представленные сериями надвигов

менные пояса, а его земная кора отнесена к гранит-зеленокаменному типу раннепротерозойской консолидации [12].

По В.А. Глебовицкому с соавторами [1, с. 4]: «в геологическом строении раннедокембрийского основания Джугджуро-Становой складчатой области принимают участие три основных типа тектонических структур: гранулитовые блоки (Дамбукинский, Ларбинский, Чогарский и др.), структурно-формационные зоны, сложенные породами станового комплекса, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, и линейные «троги» джелтулакского типа, в составе которых преобладают интенсивно тектонизированные породы, степень метаморфизма которых соответствует эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям». Джугджуро-Становая складчатая область по типу земной коры является гранулит-чарнокит-эндербито-гнейсовой с возрастом 3.1–2.8 млрд лет [2].

Впервые метаморфические комплексы южного фланга Сибирской платформы были выделены Д.С. Коржинским [6] в 1939 г. в Транссибирский Саяно-Становой метаморфический пояс предположительно протерозойского возраста. Авторами восточная часть этого пояса в контурах Алдано-Станового щита рассматривается как Становой гранулит-гнейсовый пояс [10, 11], характерной чертой которого является наличие трёх субширотных поясов блоков высокobarных гранулитов (рис.).

Простижение Каларо-Джугджурского Ларбинско-Чогарского и Амазарского поясов блоков гранулитов ортогонально по отношению к простирианию основных структурных элементов Алданского мегаблока, что подчёркивает формирование Станового гранулит-гнейсового пояса в условиях мезозойской коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов.

Литература

1. Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранулитовые комплексы Джугджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
2. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-geoхимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
3. Диценко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А. и др. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сковородино-Томмот // Геология и геофизика. 2013. № 10. С. 1883–1599.

4. Другова Г.М., Харитонов А.Л., Бушмин С.А. Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса (Восточная Сибирь) // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С. 49–65.
5. Карсаков Л.П. Раннедокембрйские комплексы в структуре Восточной Азии. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
6. Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового // Стратиграфия СССР. Т. 1. М.-Л.: Недра, 1939. С. 349–366.
7. Кушев В.Г. Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Докембрйские троговые комплексы Байкало-Амурского региона и их металлогенения. Новосибирск: изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 28–34.
8. Моралев В.М., Глуховский З.М., Коган В.С. Докембрйские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогенения // Рудоносные структуры докембра. М.: Наука, 1982. С. 79–96.
9. Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогенения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. С. 81–100.
10. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.
11. Стогний В.В., Стогний Г.А., Зедгенизов А.Н. Становой мегаблок Алдано-Станового щита: структура и эволюция // Отечественная геология. 2003. № 3. С. 64–66.
12. Тектоника, глубинное строение, металлогенения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов / Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзин, М.В. Горошко. Владивосток; Хабаровск, ДВО РАН, 2005. 264 с.
13. Фрумкин И.М., Нужнов С.В. Основные проблемы геологии архейских образований Алданского щита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1968. Вып. 18. С. 7–18.
14. Хераскова Т.Н., Яковлев Д.В., Пиманова Н.Н. и др. Строение Алданского щита и зоны его сочленения с Центрально-Азиатским складчатым поясом по геофизическим данным интерпретации трансеков «З-ДВ» и «Тында-Амурзет» // Геотектоника. 2018. № 1. С. 3–27.

**Возраст толеитовых базальтов мыса Лудлова острова
Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа
(новые данные)**

Комплекс толеитовых базальтов–долеритов известен на о. Земля Александры по результатам бурения Нагурской параметрической скважины, где его мощность равна 283 метрам. В ходе геолого-съемочных работ на Земле Франца-Иосифа [2] на мысе Лудлова были закартированы толеитовые базальты с высыпками осадочных пород с остатками ископаемой фауны на кровле верхнего покрова. Здесь были обнаружены *Primahalobia cf. zhilnensis* (Polub.), *Primahalobia cf. talajaensis* (Polub.), *Stolleyites cf. tenuis* Stolley, что, как считает определявшая фауну М.В. Корчинская, свидетельствует о раннекарнийском возрасте вмещающих отложений. Была получена ^{40}Ar - ^{39}Ar датировка второго сверху покрова базальтов в 227 ± 4.5 млн лет. Все это вместе взятое позволило А.А. Макарьеву сделать предположение о триасовом возрасте вулканогенного комплекса, выходящего на мысе Лудлова [2]. Еще в ходе проведения ГДП-1000, один из авторов доклада предложил альтернативный вариант – маломощный плащ флювиогляциальных отложений вытапливает из-под ледяного купола, расположенного севернее в глубине острова.

Терригенные отложения распространены спорадически и тонким плащом, мощность которого соответствует мощности единичных плиток осадочных пород (5–10 см), и перекрывают распространенный здесь вулканогенный комплекс толеитовых базальтов. А.А. Макарьевым [2] данная ситуация была проинтерпретирована как обозначающая присутствие на мысе Лудлова вулканогенного комплекса с возрастом, не моложе ладинского, с чем категорически не согласны авторы данной работы, непосредственно в поле изучавшие коренные выходы толеитовых базальтов. Главное возражение сводится к тому, что в пробуренной всего в 40 км к северо-востоку от вышеизванного мыса Нагурской скважине вскрыты только один-единственный нижнемеловой вулканогенный комплекс толеитовых базальтов–долеритов. Он залегает на осадочных породах нижнегреэмбеллской подсвиты раннекарнийского возраста [3]. Наличие

¹ ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

² Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

³ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

карнийских отложений в Нагурской скважине признано сравнительно недавно, их мощность оценивается всего в 127 метров. На глубине 410 м уже фиксируются ладинские отложения австрийской свиты [3], распространенные до глубины 985 м. Достаточно северо-восточного падения пород под углом в 1–1.5° (совершенно обычного для архипелага), чтобы считать, что при упомянутых мощностях карнийские и ладинские отложения могут быть выведены на дневную поверхность под ледником северо-восточнее залива Вейпрехта. Мы считаем, что плитки терригенных пород с нижнекарнийской фауной, вытаскивающие из-под ледникового купола по мере его отступления, имеют флювиогляциальную природу. Тем более, что под обрывами наблюдались отложения конечной морены. Как нам представляется, присутствие остатков фауны раннекарнийского возраста, определенной М.В. Корчинской на мысе Лудлова, наоборот, подтверждает правильность выделения предшественниками карния в скважине Нагурской. Никаких признаков наличия другого, более древнего, чем (позднеюрско)-раннемеловой, вулканического комплекса – по результатам бурения Нагурской скважины – нет. По имеющейся геологической ситуации невозможно представить, чтобы на отдельно взятом мысу, были развиты два разновременных вулканогенных комплекса, в то время как на всем остальном «платформенном» острове – только один. К тому же, для этого ни химический состав базальтов с мыса Лудлова (SiO_2 47.39%; TiO_2 2.06%; Al_2O_3 14.41%; Fe_2O_3 сумм. 14.78%; MnO 0.19%; MgO 5.23%; CaO 10.27%; Na_2O 2.13%; K_2O 0.25%; P_2O_5 0.21%; п.п.п. 2.8%; среднее по 3 образцам), ни уже полученные для них определения возраста верхнего покрова (154,2+/-3,8, ^{40}Ar - ^{39}Ar по Pl и 142+/-7.8, ^{40}Ar - ^{39}Ar по Pir), не дают никаких оснований.

В 2007 году во время 25 рейса НИС «Николай Страхов» (ГИН РАН–ВНИИОкеангеология) нами вновь был посещен мыс Лудлова с целью отбора проб на абсолютный возраст из неисследованных ранее нижних покровов вулканогенного комплекса. Пробы были проанализированы в 2020 году в ФГБУ «ИМГРЭ» в рамках геохронологических и изотопно-геохимических исследований магматических пород и минералов дна Северного Ледовитого океана.

Из комплекса толеитовых базальтов–долеритов были сформированы две пробы. Одна представляла собой совокупность толеитовых базальтов ряда островов западной части архипелага ЗФИ (проба Ф-1). Другая объединила два нижних покрова мыса Лудлова о. Земля Александры (проба Ф-2). Корректность однородности пород, входящих в состав изученных проб Ф-1 и Ф-2 подтверждается петрографическими и петрохимическими характеристиками.

В результате мы получили следующие данные. Конкордантные U-Pb датировки магматогенных цирконов из проб Ф-1 (117.6 ± 1.5 млн лет) и

Ф-2 (136 ± 1.6 млн лет) подтверждают раннемеловой возраст базальтов. Позднемеловое значение (91.4 ± 12 млн лет) зафиксировано в пробе Ф-2 на краю осциляторной зональности. Этот край, к тому же, окружен вторичной светлой тонкой каймой на фотографии в катодолюминесцентном излучении (CL-фото), что может указывать на так называемое «омоложение» возраста кристалла в ходе кристаллизации основной массы и стекла. Значение возраста в центре этого кристалла – 136.4 ± 1.6 млн лет. Магматогенность раннемеловых цирконов очевидна. На фотографиях в проходящем свете (Opt-фото) мы наблюдаем прозрачные кристаллы гиацинтового габитуса с мелкими раскристаллизованными включениями. На CL-фото – отчетливая осциляторная зональность роста и отсутствие ксеногенных ядер и затемнений.

Ни в одной из проанализированных проб не зафиксирован юрский возраст цирконов – ни конкордантный, ни в индивидуальных точках.

Прочие возрастные генерации цирконов из проб Ф-1 и Ф-2 имеют признаки ксеногенных («захваченных» расплавом). Так, цирконы с триасовым возрастом на Opt-фото представлены непрозрачными корродированными кристаллами сложного габитуса (полипирамидные вершины и полипризматические). На CL-фото в пробе Ф-2 в них отсутствует осциляторная зональность. Цирконы с пермским возрастом на Opt-фото слабопрозрачны и либо сложного габитуса, либо окатаны. На CL-фото в пробе Ф-1 фиксируется белая кайма позднего замещения. И, наконец, цирконы протерозойского возраста на Opt-фото представлены крупными трещиноватыми, деформированными (обломанными) длиннопризматическими кристаллами. На CL-фото, они, как правило, со слабо выраженной зональностью или сплошь черные (в результате малаконизации). Как известно, ксеногенные генерации цирконов в базальтоидах Mz и Cz обычны и постоянно присутствуют, указывая на их захват расплавами из нижезалегающих вулканогенно-терригенных толщ чехла и метаморфических, магматических пород фундамента в диапазоне от AR до T.

Что же касается приводимых Ю.В. Карякиным [4] двух ^{40}Ar - ^{39}Ar датировок раннеюрского (196–191 млн. лет) возраста базальтов о. Земля Александры по плагиоклазам, то здесь, по-видимому, следует согласиться с предположением В.В.Абашева [1] о «методологическом артефакте, обусловленном наличием избыточного аргона, либо отражающем процессы, происходящие в долгоживущей магматической камере, не имеющие отношения ко времени формирования [траппового] ареала ЗФИ».

Выводы.

Полученные U-Pb датировки подтверждают точку зрения о раннемеловом возрасте распространенного на острове Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа комплекса толеитовых базальтов–долеритов.

Литература

1. Абашев В.В. Эволюция базальтоидного магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по палеомагнитным и геохронологическим данным. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2020. 18 с.
2. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист У-37–40 – Земля Франца-Иосифа (северные острова). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. 272 с. + 6 вкл. (МПР России, ПМГРЭ).
3. Столбов Н.М. Архипелаг Земля Франца-Иосифа – геологический репер Баренцевоморской континентальной окраины. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: СПбГУ, 2005. 19 с.
4. Шипилов Э.В., Каракин Ю.В. Баренцевоморская мезозойская магматическая провинция: строение и ^{40}Ar - ^{39}Ar возраст // Вулканализм и геодинамика. Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2011. С. 396–400.

**А.В. Страшко^{1,2}, Т.В. Романюк³, Н.Б. Кузнецов¹,
А.М. Никишин², А.А. Колесникова⁴, А.С. Новикова¹,
Д.В. Московский² А.С. Дубенский^{1,2},
В.С. Шешуков¹, С.М. Ляпунов¹**

Первые результаты U-Pb датирования зерен детритового циркона из ченских песчаников (Вторая гряда Крымских гор) – вклад в стратиграфию киммерид Горного Крыма

Песчаники некоторых стратиграфических единиц киммерийского комплекса (киммерид) Горного Крыма (ГК) к настоящему времени уже охарактеризованы результатами изучения зерен детритового циркона (dZr) [3, 4, 6, 9]. Сравнение возрастных наборов dZr из песчаников разного возраста и литологического облика, участвующих в строении киммерид ГК, демонстрирует заметное различие этих наборов. Их анализ показал, что в позднем триасе в седиментационных потоках доминировали продукты

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

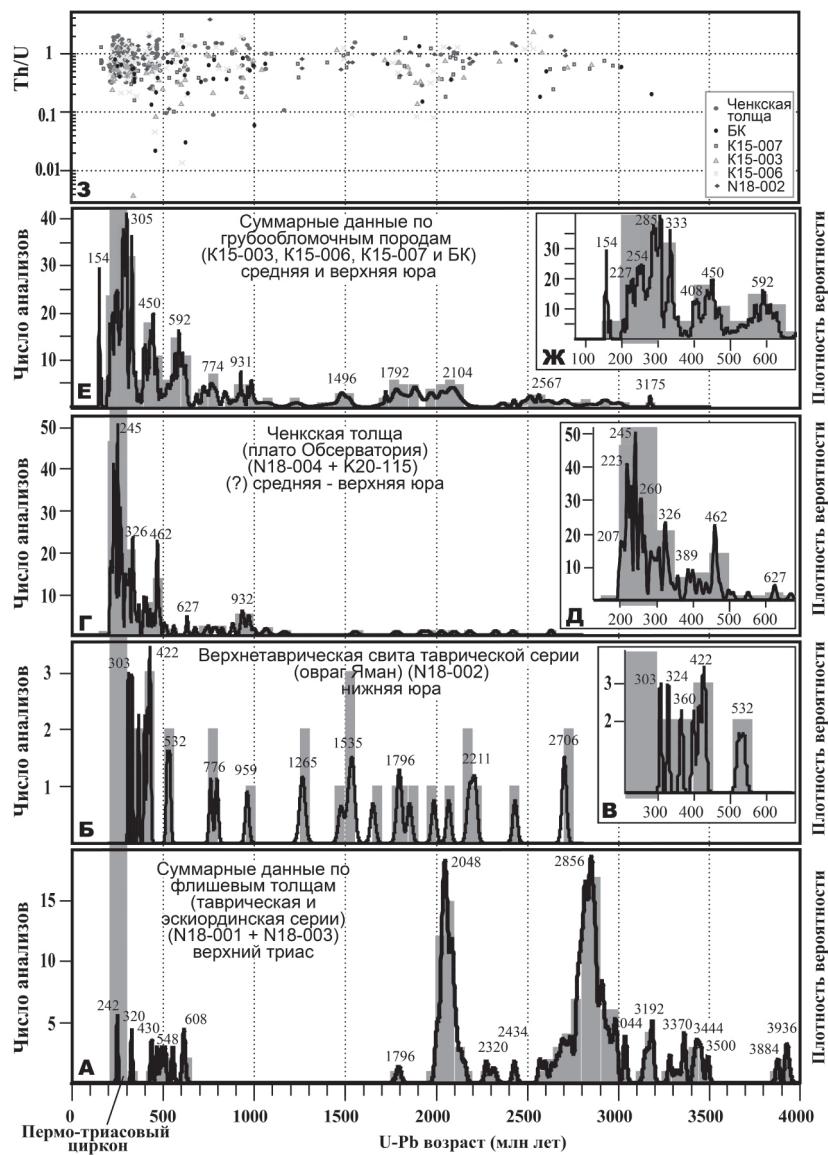
эрозии комплексов фундамента ВЕП (архейские, палеопротерозойские dZr), а в ранней юре – продукты эрозии кадомид. В средней юре дегрит имел в основном местное (региональное) происхождение, а в средней–поздней юре появился новый источник сноса, поставлявший dZr пермско-триасового возраста.

В основании Второй гряды Крымских гор среди полей развития верхнетриасово-среднеюрских образований, слагающих здесь киммерийский комплекс, выделяют ченкскую толщу [5, 7, 8]. Ее стратотипическая местность – средние части южных склонов плато Обсерватория, на котором стоит пос. Научный. Здесь ченкская толща обнажена фрагментарно и сложена, в основном, песчаниками, слои которых моноклинально падают на север-северо-восток под углами 30–50°. Мощность ченкской толщи 200–350 м [7]. Выше и ниже по склону обнажен аргиллитовый флиш со схожим залеганием. Характер контактов ченкской толщи с флишем надежно не установлен. Это одна из причин того, что на стратиграфическую и структурную позицию ченкской толщи существует большое количество противоречивых мнений. Флишевая толща, структурно подстилающая ченкскую толщу, охарактеризована находкой плинсбахских (нижняя юра) криноидей [1], а флишевая толща, залегающая структурно выше ченкских песчаников палеонтологически не охарактеризована, но также отнесена к нижней юре (к верхнетаврической свите). Сама же ченкская толща в стратотипической местности фактически палеонтологически немая. Единственная макропалеонтологическая находка здесь – отпечаток листа *Cladophlebis*, позволяющий лишь отнести ченкскую толщу к мезозою [2]. Кроме того, в породах толщи известны палинологические сборы [8], возрастная интерпретация которых не однозначна.

Мы представляем результаты U–Pb-изотопного датирования зёрен dZr из двух проб (N18-004 и K20-114) ченкских песчаников, отобранных на юго-западном склоне плато Обсерватория. U–Pb-изотопные анализы dZr (LA-ISP-MS) выполнены в ЛАХИ ЦКП ГИН РАН. Методика пробоподготовки, выделение зерен dZr и подготовки их для изотопного анализа, а также описание аналитической аппаратуры, технологии измерений, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в [4].

Полученные наборы возрастов dZr из проб N18-004 и K20-114 схожи (KS-тест показал $P = 0.247$ при вероятности 95%). Это позволило нам объединить возрастные наборы dZr по обеим пробам в единый интегральный набор, включающий 158 кондиционных датировок (26 – из пробы N18-004 и 133 – из пробы K20-114) (рис. 1 Г).

Сопоставление этого набора (рис. 1 Г, Д) с наборами возрастов dZr из песчаников верхнетриасового и нижнеюрского флиша (рис. 1 А–В) показывает, что наборы кардинально различны. Напротив, ченкские песча-

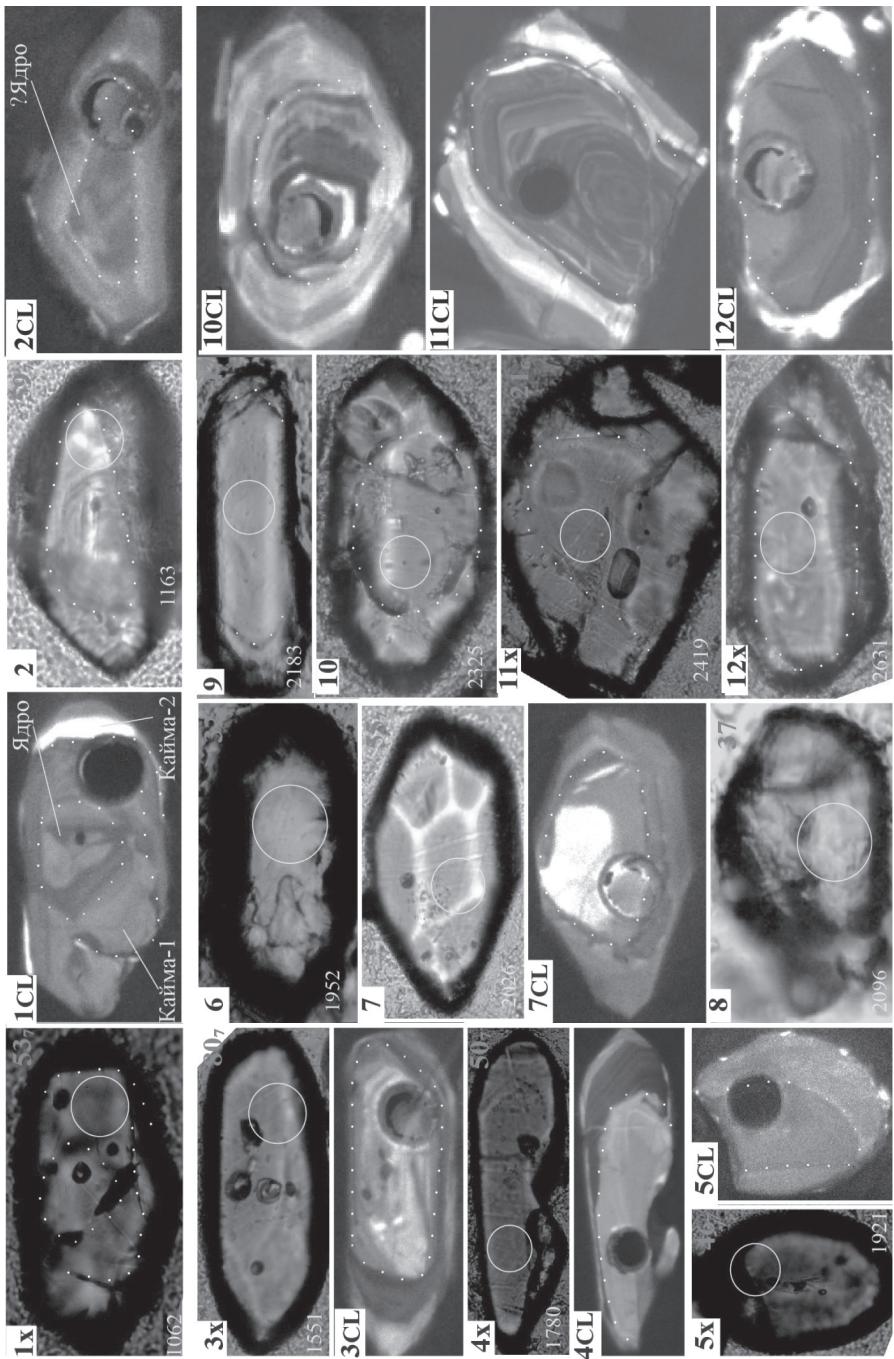


ники по характеру распределения возрастов dZr имеют сильное сходство с песчанистыми породами из средне-верхнеюрских грубообломочных толщ ГК. То есть, по возрастному набору dZr ченскую толщу можно рассматривать либо как обособленную самую верхнюю часть нижнеюрской верхнетаврической свиты, либо как самостоятельное подразделение, надстраивающее верхнетаврическую свиту. Наши данные в целом поддерживают и дополняют новыми деталями интерпретацию стратиграфической позиции ченской толщи, впервые предложенную в [9].

В дополнение к геохронологическим исследованиям зерен циркона из песчаников ченской толщи мы провели анализ их внутреннего строения. Результаты этого анализа показали, что для зерен циркона из песчаников ченской толщи характерно сложное строение, свидетельствующее о том, что кристаллы после своего первичного рождения определенно подвергались последующим изменениям. Так, в структуре зерна, для которого получен возраст 1062 ± 14 млн лет (рис. 2, изображение 1), можно с уверенностью выделить ядро и две каймы. Возраст получен для внутренней каймы. В зерне, показанном на изображении 2, кратер пробоотбора захватил и ядро, и кайму, тем не менее, анализ показал приемлемые параметры дискордантности 1163 ± 14 ($D1 = 5.5\%$, $D2 = 1.9\%$). Скорее всего, возрасты ядра и каймы не сильно различны.

Во всех зернах, для которых получены более древние возрасты (рис. 2, изображения 3–12), за исключением двух (изображения 6 и 8), возрасты были получены для унаследованных (inherited) ядер. Два исключения – это небольшие умеренно окатанные неправильной формы зерна, которые представляют собой небольшие осколки кристаллов, по которым составить даже приблизительное представление о структуре полного кристалла невозможно. Однако сильноизменчивый аналитический сигнал для этих двух анализов, полученный во время проведения U-Pb датирования,

Рис. 2. Монтаж оптических и CL изображений изученных зерен дегритового циркона из ченской толщи киммерид Горного Крыма, для которых получены возрасты древнее неопротерозоя. Порядок возрастания возрастов слева направо и сверху вниз. Для каждого изображения в левом верхнем углу черным цветом указан его номер, индекс X означает, что изображение получено при скрещенных николях, индекс CL – в катодных лучах. В правом верхнем углу красным цветом указан номер анализа: без индекса – из пробы N18-004, с индексом 6 или 7 (номер шашки) – из пробы K20-114. Для некоторых зерен показаны по два изображения. Положение кратера лазерной абляции (кружок, диаметр 40 мк), и возраст зерна в млн лет, если была получена кондиционная датировка, показаны желтым цветом. Белыми точечными линиями намечены видимые унаследованные ядра или границы между разнородными частями кристалла



определенно свидетельствует об изотопной неоднородности изученного материала. Конкордантное значение возраста удалось получить только по заключительной части записи.

Таким образом, в ченской толще не зафиксировано зерен циркона, древнее неопротерозоя, которые бы попали в ченскую толщу, не подвергнувшись вторичному воздействию. Это означает, что в ченскую толщу зерна циркона из кристаллических комплексов, с возрастом древнее неопротерозоя, не попадали напрямую (зерна циркона 1 цикла седиментации), а попадали только в результате рециклинга, сопровождавшегося дроблением и гидротермально-метаморфически-магматическим изменением зерен. То есть, маловероятно, что в питающей провинции для ченской толщи были кристаллические комплексы, древнее неопротерозоя, продукты эрозии которых попадали в ченскую толщу напрямую.

Исследования соответствуют темам Гос. заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН; полевые работы, изотопные анализы и их обработка проведены при поддержке гранта РФФИ №19-05-00284.

Литература

1. Кликушин В.Г. О триасовых и раннеюрских криноидалях Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Вып. 63. № 6. С. 71–79.
2. Королев В.А. Первая находка ископаемого растения в отложениях таврической серии (юго-западная часть Горного Крыма // Вестн. МГУ. Серия 4. геол. 1983. № 2. С. 81–82.
3. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Никишин А.М. и др. Источники сноса верхнетриасовых-юрских толщ киммерид Горного Крыма по результатам U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона // Стратиграфия. геол. корреляция. 2022.
4. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вест. МГУ. Серия 4. геол. 2020. № 2. С. 18–32.
5. Панов Д.И. Ченская свита (нижняя юра) юго-западного Крыма: проблемы стратиграфического положения и возраста // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Вып. 90. № 4. С. 31–41.
6. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др. Этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изотопно-геохронологического изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. № 3. С. 453–473.
7. Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В. и др. Ченская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вест. МГУ. Серия 4. геол. 2014. № 6. С. 40–48.

8. Тевелев Арк.В., Коварская В.Е., Татаринова Д.С. Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты Юго-Западного Крыма // Вест. МГУ. Серия 4. геол. 2012. № 2. С. 14–24.

9. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Int. J. Earth Sc. 2019. Vol. 108. N 7. P. 2407–2428.

А.В. Страшко^{1,2}, Т.В. Романюк³, Н.Б. Кузнецов¹

**Характер распределения U–Pb-изотопных возрастов зерен
детритового циркона из матрикса конгломератов
нижней толщи г. Южная Демерджи (Горный Крым)
и вероятные источники сноса материала**

В Крыму выделяются две области, по-разному выраженные в рельефе и имеющие различное геологическое строение: Горный Крым (ГК) и Степной (Равнинный) Крым. Степной Крым – часть эпигерцинской Скифской платформы (плиты). ГК представляет собой элемент строения северной ветви Альпийско-Гималайского покровно-складчатого пояса. В строении ГК выделено два структурных этажа: киммерийский и синальпийский. Синальпийский структурный этаж охватывает стратиграфический интервал мел – кайнозой и представляет собой моноклинально залегающий комплекс осадочного чехла. Киммерийский структурный этаж представлен неравномерно (иногда весьма интенсивно) деформированными и дислоцированными комплексами позднего триаса – юры. В связи со сложным покровно-надвиговым строением киммерийского комплекса ГК многие аспекты его доальпийской истории в настоящее время не ясны. Восполнению этих пробелов служат, в числе прочих, исследования с применением методов изотопной геохронологии, которые лишь сравнительно недавно стали активно применяться в ГК. Для некоторых элементов киммерийского комплекса ГК уже получены спектры распределения возрастов зерен детритового циркона ($d\text{Zr}$), полученные с помощью U–Pb-изотопного датирования.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Институт Физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

На западном склоне г. Южная Демерджи обнажены две толщи конгломератов [7]. Нижняя – нижнедемерджийская свита – залегает со «структурным угловым несогласием» на размытой поверхности деформированной таврической серии, погружаясь в северо-западных румбах. Верхняя – верхнедемерджийская свита – залегает нижнедемерджийской толще с «седиментационным угловым несогласием», полого погружаясь в восточном направлении. В ряде стратиграфических схем ГК нижнедемерджийскую толщу относят к судакской серии, а верхнедемерджийскую – к яйлинской [7]. Верхнедемерджийская толща уже охарактеризована U–Pb-изотопным датированием $d\text{Zr}$ [7, 9], в настоящей работе мы представляем аналогичные результаты для $d\text{Zr}$ из матрикса конгломератов нижнедемерджийской свиты (проба K19-304/1).

Проба K19-304/1 начальным весом ~1.5 кг была отобрана на западном склоне г. Южная Демерджи в точке с координатами $44^{\circ}44'40.8''$ с.ш. $34^{\circ}24'15.2''$ в.д. U–Pb-изотопное датирование $d\text{Zr}$ методом LA-ICP-MS проведено в ЛАХИ ЦКП ГИН РАН. Используемая аппаратура, технология пробоподготовки и проведения анализов, а также методика обработки результатов подробно описаны в работах [3, 4].

Была проанализирована U–Pb-изотопная система 149 зерен $d\text{Zr}$. Значительное количество датировок (30%) характеризуется сильной дискордантностью. Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) были использованы только 105 датировок, которые обладают

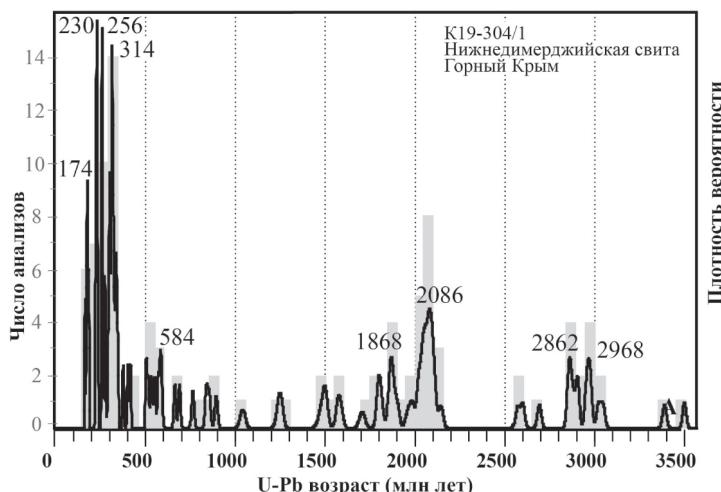


Рис. 1. Гистограмма и КПВ, характеризующие распределение U-Pb возрастов зерен детритового циркона из нижнедемерджийской свиты ГК (проба K19-304/1)

$|D| < 10\%$ (рис. 1). В образце К19-304/1 были обнаружены dZr с возрастом от раннего оксфорда до палеоархея. Прочие датировки рассеяны на всем этом интервале, за исключением ордовика и силура. Наименьший полученный возраст 162 млн лет, что соответствуют низам оксфордского яруса верхней юры. Этот возраст определен лишь у одного зерна. Ближайшие к нему датировки ~ 170 млн лет и древнее – соответствуют верхам нижней – низам средней юры. Юрские возрасты dZr формируют на КПВ пик, соответствующий значению 174 млн лет. Наиболее плотную группу формируют возрасты dZr в диапазоне 200–350 млн лет (триас–карбон), образующие несколько пиков на КПВ. Яркий пик проявлен на ~ 2.08 млрд лет. Возрасты еще трех немногочисленных групп dZr сконцентрированы вблизи границы кембрия и протерозоя и на интервалах 1.7–1.9 и $2.8 \div 3.05$ млрд лет. Наиболее древние датировки 3386 ± 11 млн лет ($D1 = 6.3\%$, $D2 = 3.9\%$) и 3497 ± 10 млн лет ($D1 = 0.1\%$, $D2 = 0$). Сопоставление полученного набора возрастов dZr с опубликованными изотопными данными по некоторым осадочным и магматическим комплексам ГК показывает следующее:

1. КПВ возрастов зерен dZr из нижнедемерджийской толщи, нижнетаврической свиты и салгирской толщи (обе верхний триас) обнаруживают высокую степень сходства в докембрийской части спектра. Совпадают пики, соответствующие значениям из интервалов 2.04–2.09 млрд лет (палеопротерозой), 2.85–3.0 млрд лет (мезоархей) [3]. Это свидетельствует о том, что породы нижнедемерджийской свиты содержит переотложенный материал верхнетриасового флиша.

2. Спектры распределения возрастов зерен dZr из пород нижне- и верхнедемерджийской толщ, а также битакской свиты хорошо согласуются в их фанерозойской части. Во всех трех толщах присутствует значительная по объему группа dZr с возрастами в интервале 220–350 млн лет (триас–карбон). Источником пермских и каменноугольных зёрен были, вероятно, гранитоиды герцинского фундамента ГК, а триасовых – гипотетический триасовый магматический пояс, реконструированный в Степном Крыму и на Кавказе [5, 8, 10–13].

3. Проба К19-304/1 содержит ранне-среднеюрскую популяцию dZr, отсутствующую таковой в пробах из верхнедемерджийской толщи [7] и битакской [2] свит. Пик, формируемый на КПВ датировками dZr этой популяции (174 млн лет), точно соответствует возрасту Первомайского интрузива [1]. В формировании этой же популяции могут участвовать и продукты эрозии риолитов скалы Монах (мыс Фиолент), охарактеризованные датировкой 168.3 ± 1.3 млн лет [6] и Джидайской интрузии 169.7 ± 1.5 [1]. Все это не оставляет сомнений в том, что одним из основных источников сноса материала, слагающего нижнедемерджийскую толщу, был триасовый флиш и среднеюрские интрузивные образования ГК.

Работа выполняется в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и ИФЗ РАН, при финансовой поддержке гранта РФФИ №19-05-00284.

Литература

1. Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U–Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Докл. РАН. 2017. Т. 474. № 1. С. 66–72.
2. Никишин А.М., Габдуллин Р.Р., Махатадзе Г.В. и др. Битакские конгломераты как ключ для понимания среднеюрской геологической истории Крыма // Вестник Московского университета. Серия 4. геол. 2016. № 6. С. 20–27.
3. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb датирования дегритовых цирконов // Вестник МГУ. Сер. 4. геол. 2020. № 2. С. 18–33.
4. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения дегритовых цирконов методом «TerraneChrone®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.
5. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др. Изотопно-geoхимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зёрен дегритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473.
6. Романюк Т.В., Страшко А.С., Кузнецов Н.Б., и др. Верхнее ограничение возраста офиолитовой ассоциации мыса Фиолент (Крым) // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. М.: ГЕОС. 2022. (данный сборник)
7. Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. Возраст, Hf-изотопная систематика дегритовых цирконов и источник сноса конгломератов г. Южная Демерджи, Горный Крым // Геотектоника. 2019. № 5. С. 36–61.
8. Genc S.C. A Triassic large igneous province in the Pontides, northern Turkey: Geochemical data for its tectonic setting // J. of Asian Earth Sciences. 2004. Vol. 22. P. 503–516.
9. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Pre-Mesozoic Crimea as a continuation of the Dobrogea platform: Insights from detrital zircons in Upper Jurassic conglomerates, Mountainous Crimea // Intern. J. Earth Sci. 2019. Vol. 108. N 7. P. 2407–2428.
10. Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S. et al. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region. Tectonic Evolu-

tion of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. Vol. 428. DOI: 10.1144/SP428.1.

11. *Okay A., Topuz G.* Variscan orogeny in the Black Sea region // International Journal of Earth Sciences. 2016. DOI: 10.1007/s00531-016-1395-z.

12. *Okay A.I., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // International Geology Review. 2015. Vol. 57. N. 5-8. P. 1051–1076.

13. *Tikhomirov P.L., Chalot-Prat F., Nazarevich B.P.* Triassic volcanism in the Eastern ForeCaucasus: Evolution and geodynamic interpretation // Tectonophysics. 2004. Vol. 381. 119–142.

С.Н. Сычев^{1,2,3}, О.Ю. Лебедева^{1,2}, А.В. Рогов²

Силурийские гранитоиды Рассохинского террейна (Северо-Восток России): геохронология и геодинамическая обстановка формирования

Рассохинский (Рассошинский) террейн сложен кембрийско-ордовикскими и девон-раннеюрскими вулканогенными и осадочными образованиями, расположен в пределах внутренней части Верхояно-Колымской складчатой системы и граничит на юго-западе с Омулёвским террейном пассивной континентальной окраины, а на северо-востоке с Арга-Тасским океаническим террейном [1]. Комплексы Рассохинского террейна перекрыты с угловым несогласием Уяндино-Ясачненским средне-позднеюрским вулканогенным поясом (рис. 1). Островодужная природа Рассохинского террейна неоднократно обсуждалась в литературе [1, 2], но наличие одновозрастных раннепалеозойских гранитов оставалось спорным.

Основным объектом исследования являются два штока гранитоидов, расположенных в междуречье Трюлинья-Булкут: Трюлининский и Лебовулкутский, возраст которых ранее считался позднеюрским [3]. Гранитоиды прорывают терригенные, преимущественно грубозернистые, породы нижнего ордовика и отделены разрывными нарушениями от карбонатных образований нижнего девона. Массивы имеют сходные составы

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

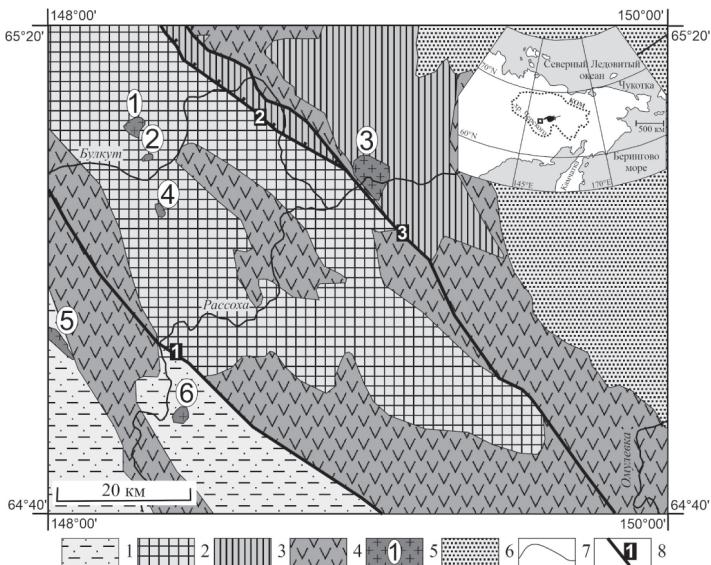


Рис. 1. Расположение гранитоидов центральной части Омулёвского поднятия на схеме тектонического районирования, по [3], с изменениями. 1 – терригенно-карбонатные среднеордовикско-ранекаменноугольные отложения Омулёвского террейна; 2 – Рассохинский террейн; 3 – глубоководные базальты и сланцы позднего палеозоя Арга-Тасского террейна, а также девонские палеорифтовые образования Увязкинской зоны; 4 – Яндино-Ясачненский вулканогенный пояс; 5 – гранитоидные массивы и их номера (цифры в кружках): 1 – Трюлининский, 2 – Левобулктуский, 3 – Рассохинский, 4 – Левосереченский, 5 – Овачанский, 6 – Безымянный; 6 – Ожгинская впадина; 7 – геологические границы; 8 – региональные разрывные нарушения и их номера (цифры в квадратах): 1 – Гармычанский разлом, 2 – Булктуский надвиг, 3 – Арга-Тасский разлом. КОМ – Колымо-Омолонский микроконтинент

и двухфазное строение. Первая фаза имеет небольшой объем и сложена монцодиорит-порфирами, а вторая фаза представлена граносиенит- и гранодиорит-порфирами. Контакты между породами первой и второй фазы интрузивные.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Результаты приведены на рис. 2.

Для образца 3028-10 из Трюлининского массива получено конкордантное значение возраста 440 ± 2 млн лет (рис. 2а). Интерпретация возраста образца 1023-4 (Левобулктуский массив) более сложная, за исключением трех датировок все остальные распределены вдоль конкордии примерно

от 450 до 370 млн лет с двумя кластерами, образующими конкордантные возрасты в 424 ± 2 млн лет (9 замеров) и 383 ± 3 млн лет (4 замера) (рис. 2 б, в). Нами учитывались следующие обстоятельства: все зерна, включая составляющие относительно древний кластер, имеют правильную кристаллографическую форму с хорошо сохранившимися гранями, что делает маловероятным их захват из вмещающих пород; зерна не имеют древних ядер и метаморфических обрастаний, что предполагает их формирование в едином магматическом процессе; в двух из трех однородных зерен две датировки дали существенно различный результат, причем в одном из них датировка на краю зерна оказалась более древней, чем в его центральной части; расположенный рядом и имеющий аналогичный состав Трюлиниинский массив имеет раннесилурийский возраст 440 ± 2 млн лет, а в базальтовых конгломератах девона присутствуют гальки гранитоидов

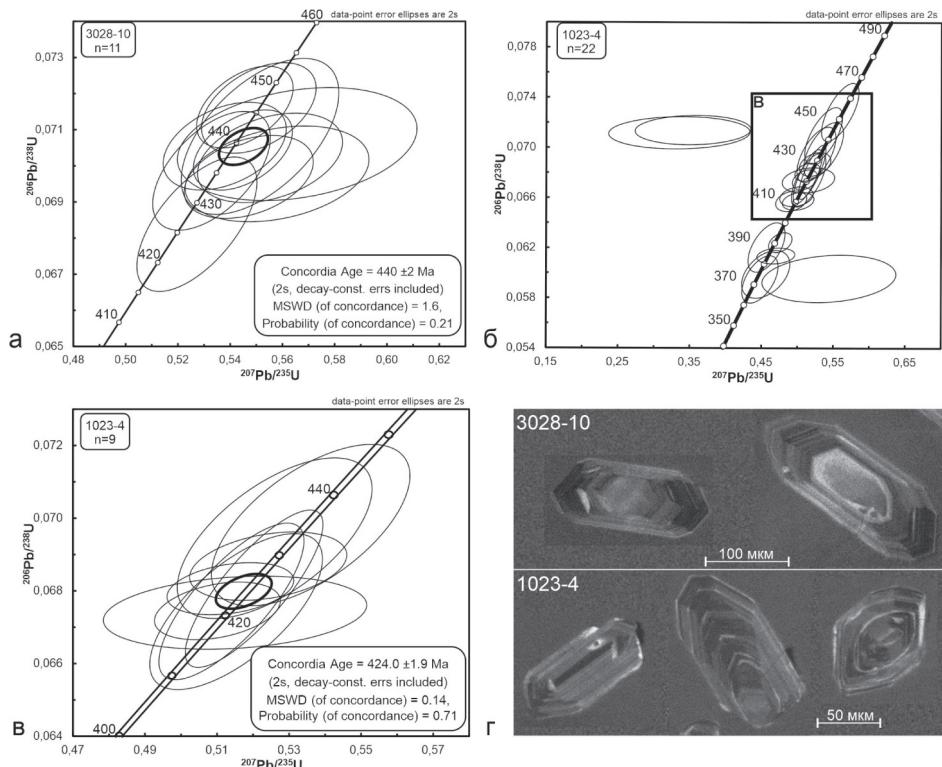


Рис. 2. Диаграммы с конкордиями и морфологические формы цирконов: а – Трюлиниинский массив; б, в – Левобулуктский массив; г – цирконы из массивов

[4]. Исходя из приведенных данных, мы рассматриваем появление относительно молодых U–Pb возрастов как результат потери свинца при более молодых тектономагматических процессах и отдаём предпочтение силурийскому возрасту массива, хотя полностью исключить девонский возраст массива пока не представляется возможным.

На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса гранитоиды попадают в поле гранитов вулканических дуг. По хондрит-нормализованному распределению РЗЭ с обогащением в легкой и обеднением в тяжелой частях, а также наличию хорошо выраженных положительных аномалий K, Pb и отрицательных Ba, Sr, Nb, Ta, Ti на мультиэлементных спектрах они сопоставимы с интрузивными комплексами надсубдукционных обстановок, хотя сравнительно сходные геохимические характеристики имеют и коллизионные гранитоиды.

В пределах Верхояно-Колымских мезозоид сходные U–Pb датировки гранитоидов известны на Верхнемайском поднятии – 443.9 ± 1.5 (сфен) и 445 ± 1.5 (циркон) млн лет [5], а также $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты первой фазы метаморфизма Уяндинских и Мунилканских оphiолитов – 419 ± 16 и 430 ± 46 млн лет соответственно [2]. Эти возрастные характеристики в совокупности с данными, приведенными в настоящей работе, позволяют предполагать наличие в ордовике–силуре протяженной островной дуги, проходившей вдоль всего Омулёвского террейна и разворачивавшейся в юго-западном направлении (в современных координатах) в сторону Охотского массива, свидетельства о существовании которой сохранились лишь фрагментарно [6]. Такой вывод подтверждает представления М.Д. Булгаковой [7] о существовании в раннем палеозое активной окраины и В.С. Оксмана [2] о системе окраинных морей и малых бассейнов, которые отделяли Верхоянскую континентальную окраину от океанического бассейна, который соединялся с Палеоуральским, Палеоазиатским океанами и Палеопацификой.

Заложение глубоководного бассейна на восточной окраине Сибирского континента и вероятное отделение от него кратонных террейнов было, скорее всего, связано с раннекембрийским рифтогенезом [8]. Наличие кембрийских оphiолитокластитов и ордовикских глубоководных кремнисто-глинистых сланцев с базальтами в Рассохинском террейне [1, 2] также свидетельствуют в пользу существования глубоководного бассейна, возможно, с океанической корой, отделявшего в раннем палеозое Омулёвский, Приколымский и Омлонский кратонные террейны от окраины Сибири.

Полевые работы и изотопно-геохронологические исследования проводились в рамках темы ФГБУ «ВСЕГЕИ». Интерпретация изотопных данных выполнена при поддержке проекта РНФ 20-17-00197. Авторы выражают благодарность А.К. Худолею (СПбГУ) и С.Д. Соколову (ГИН РАН) за обсуждение результатов исследования.

Литература

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука, 2001. 570 с.
2. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
3. Терехов М.И. и др. Геологическая карта верховьев рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. Масштаб 1:500 000. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1989.
4. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с.
5. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В., Наумов М.В. Новые изотопно-геохимические данные о позднеордовикском возрасте гранитоидов западной части Охотского массива (Верхнемайское поднятие) // Региональная геология и металлогения. 2003. №19. С. 101–105.
6. Сычев С.Н., Худолей А.К., Лебедева О.Ю., Рогов А.В., Соколов С.Д., Чемберлен К.Р., Маклашин В.С., Львов П.А. Силурийский гранитоидный магматизм Рассохинского террейна (Северо-Восток России) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 9–14.
7. Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем–среднем палеозое. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. 73 с.
8. Khudoley A.K., Guriev G.A. Influence of Syn-sedimentary Faults on Orogenic Structure: Examples from the Neoproterozoic–Mesozoic East Siberian Passive Margin // Tectonophysics. 2003. Vol. 365. № 1–4. P. 23–43.

Ю.В. Талтыкин¹, Л.Ф. Мишин¹, Е.А. Коновалова¹

Модель возникновения зональности редокс-условий кристаллизации магматитов в аккреционных и коллизионных орогенах в мезозое: связь с геодинамикой (по материалам исследований в Сихотэ-Алинском орогенном поясе)

После выделения Чаппелом и Вайтом в 1974 г. среди гранитоидов S- и I-разновидностей, С. Ишихара в 1977 г. ввел понятие ильменитовой (ИС) – восстановленной и магнетитовой (МС) – окисленной серий кислых

¹ ФГБУН Институт тектоники и геофизики (ИТИГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

интрузивов. При этом основной причиной возникновения восстановленных магматитов он считал влияние органики аккреционных комплексов при кристаллизации гранитоидов. На сегодняшний день работами ряда ученых, таких как Д.М. Печерский, Р. Гастил, В.С. Шкодзинский и, в первую очередь, Л.Ф. Мишин [4], показано, что восстановительные условия кристаллизации магматитов определяются не только наличием органического углерода аккреционных комплексов и, частности, не связаны напрямую с аккреционными и турбидитовыми террейнами. Более того, можно разделить на ильменитовую и магнетитовую серии все магматические породы от кислых до основных и их интрузивные и эфузивные аналоги [5].

При выделении региональных зон (также выделяются еще и локальные) в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе (САОП) нами использовался комплекс измерений [4]:

а) магнитная восприимчивость (**MS**) как образцов, так и измеренная в обнажениях, включая замеры вдоль профилей с шагом 2–10 м. При $MS < 0.5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ для интрузивов и $MS < 3 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ для эфузивов зона считается ильменитовой. Материалы по эфузивам были вспомогательными. В дальнейшем данные по **MS** сопоставлялись с картами аномального магнитного поля. **MS** является, в первую очередь, полевым экспресс-методом определения принадлежности породы к ИС или МС;

б) коэффициенты окисленности образцов, рассчитанные по соотношению $K = Fe_2O_3/(Fe_2O_3 + FeO)$ с поправкой за содержание SiO_2 . При $K < 0.3$ – зона ильменитовая;

в) железистость темноцветных минералов, состав рудного минерала (магнетит–ильменит), вес магнитной фракции;

г) спектр редкоземельных элементов (РЗЭ) проб (европиевый минимум (Eu), обычно, свидетельствует об ильменитовых магматитах [1]);

д) наличие месторождений или рудопроявлений олова (или Sn-W), связанных с интрузивами. Олово является практически 100% критерием ильменитовой серии.

Кроме этого, вдоль границы раздела ИС и МС закартированы интрузивы, имеющие как ильменитовую, так и магнетитовую части при неизменном петрографическом составе. Все перечисленные элементы позволяют достаточно четко разделять ИС и МС. Поэтому мы, рассматривая региональную зональность, вынуждены были сделать вывод о существовании в литосфере на протяжении длительного времени глубинного окислительно-восстановительного фона (редокс-фона). Т.е. магматиты, независимо от их возраста или петрологической принадлежности, кристаллизовались в определенных окислительно-восстановительных условиях, которые определялись, на наш взгляд, глубинным флюидным потоком, связанным с взаимным расположением океанических и континентальных плит.

Эта модель представлена в работе [6], она объясняет основные закономерности распределения ильменитовых и магнетитовых зон в Циркум-Пацифике и в САОП в частности. Над погружающимся слоем (до глубины около 200 км) будет зона окисленного флюидного потока за счет дегидратации океанической плиты. Как правило, с ней связаны островодужный вулканизм и магматизм МС. Далее в сторону материка (до глубины погружения слэба 400–500 км) расположится зона восстановленного мантийного флюида (которому «сухая» океаническая плита не является препятствием). В результате орогенеза здесь будет основная зона складчатости с магматитами ИС. При наличии застойной части плиты в транзитной мантийной зоне возможно возникновение еще одной менее выраженной магнетитовой зоны дальше вглубь континента. Подобная схема пока отмечена только для восточной части Евразии. На севере Тихого океана плита просто погружается под углом около 45° [8], поэтому на Аляске, согласно работам Харта с коллегами [7], нет второй магнетитовой зоны на севере региона. Также, согласно нашей модели, широко развитые магматиты магнетитовой серии в орогенах Кордильер и Анд обязаны своим существованием плоской субдукции (а не истощению осадочного углерода), при которой редокс-фон на основной части территории был окисленным. Схожая схема с плоской субдукцией, видимо, работала и в восточной части Северо-Китайского кратона в конце мезозоя.

Представляют интерес редокс-условия, возникающие в коллизионных орогенах [6]. При разломе океанической плиты в процессе коллизии в центральной части орогена возникнет ильменитовая зона, обрамленная магнетитовой. Подобные схемы можно увидеть в Монголо-Охотии, Верхоянье [2, 3], возможно в зоне столкновения Индии и Евразии (рис. 1).

Таким образом, изучение магнетитовых и ильменитовых зон орогенов (по крайней мере мезозой-кайнозойских) позволит не только определить металлогеническую (в первую очередь Sn- и Sn-W) зональность региона, но и сделать предположения о палеогеодинамической обстановке того периода.

Кроме того, как нам кажется, особый интерес, кроме собственно магматизма, представляют процессы создания континентальной коры. Значительная часть аккреционных и коллизионных орогенов возникают на коре океанического типа, которая не имеет «гранитно-метаморфического» или «гранитно-гнейсового» слоя. Этот слой образуется после процесса орогенеза, когда мощность осадочно-вулканогенного (это аккреционный, вулканогенный и осадочно-турбидитовый комплексы) увеличивается в несколько раз в процессе сжатия. Далее, видимо, начинается превращение (гранитизация) его нижней части в кристаллический фундамент (ориентированочно, ниже 10 км глубины). Тонкости этого процесса пока недостаточно хорошо изучены, неясно, превалируют магматические яв-

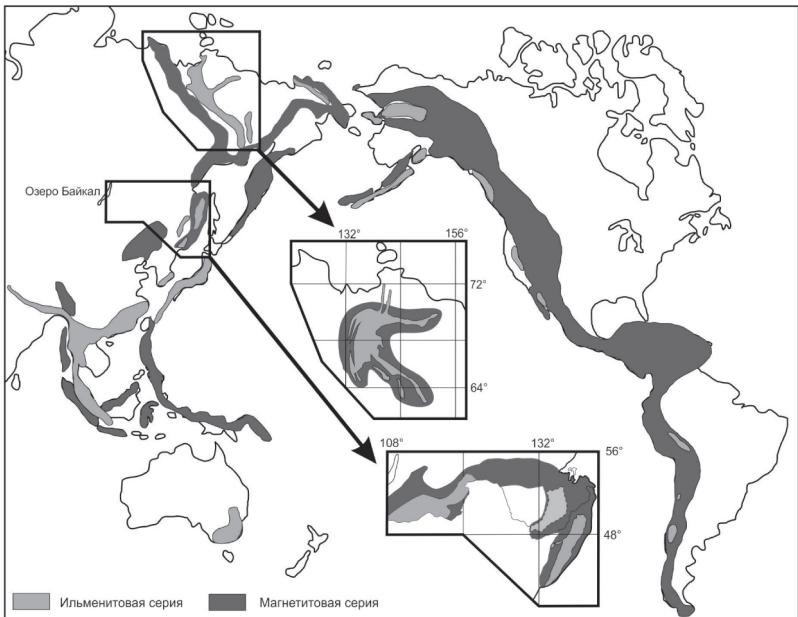


Рис. 1. Расположение зон ильменитовой и магнетитовой серий в Циркум-Пацифика по материалам [8]. На врезках дано распределение магнетитовых и ильменитовых зон Монголо-Охотского и Сихотэ-Алиньского орогенных поясов, а также Верхоянского складчато надвигового пояса (по материалам авторов)

ления или метаморфические. Но, скорей всего, происходит плавление пород и образование кристаллической структуры кислого или основного состава на определенном редокс-фоне. В результате мы будем иметь редокс-зональность не только магматических образований, но и участков «гранитно-метаморфического» слоя. Эта зональность, вероятно, будет оказывать влияние и на дальнейшую магматическую деятельность и связанную с этим металлогенией.

Литература

1. Мишин Л.Ф. Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Геохимия. 2010. № 6. С. 618–631.
2. Мишин Л.Ф., Кириллова Г.Л., Меркулова Т.В., Коновалова Е.А. Оксидательные условия формирования постколлизионного магматизма и металлогении западного сектора монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38, № 4. С. 3–12.

3. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В. Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогеническую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии // Петрология. 2022. № 1. в печати.
4. Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В., Круткова В.О., Добкин С.Н., Юрченко Ю.Ю., Штарева А.В. Окислительные условия и геохимическая и металлогеническая зональности Сихотэ-Алинского магматического пояса // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 3. С. 51–67.
5. Мишин Л.Ф., Чжао Ч., Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 28–47.
6. Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А. Окислительно-восстановительный фон в земной коре Сихотэ-Алинского орогенного пояса при кристаллизации магматитов мел-палеогенового возраста: связь с геодинамикой // Вестник СВНИЦ. 2020, № 4. С. 24–38.
7. Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L. The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/Magnetite-series Granitoids and Intrusion-related Mineralisation // Resource Geology. 2004. Vol. 54. No. 3. P. 253–280.
8. Meer D.G., Hinsbergen D.J.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // Tectonophysics. 2018. 723. P. 309–448.
9. Wendt A.S., Vaughan A.P.M., Ferraccioli F., Grunow A.M. Magnetic susceptibilities of rocks of the Antarctic Peninsula: Implications for the redox state of the batholith and the extent of metamorphic zones // Tectonophysics. 2013. 585. P. 48–67.

Т.Ю. Тверитинова¹, А.В. Маринин², И.В. Бондарь²

**Особенности строения поперечной Пшехско-Адлерской
флексурно-разрывной зоны Большого Кавказа
по данным структурных исследований**

Большой Кавказ в продольном сечении представлен несколькими сегментами (СЗ, Центральный, Восточный и ЮВ), разделенными поперечными структурными зонами, в которых продольные структурные

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

² ИФЗ РАН, Москва, Россия

зоны испытывают перестройки. Здесь развиты коленообразные изгибы продольных зон в плане, изменение их ширины, характерно развитие по-перечных общекавказской зональности структур субмеридионального и северо-восточного простирания. Наличие поперечных зон никем не отрицается, вместе с тем трассирование этих структур имеет различные варианты у разных исследователей. Это указывает на рассредоточенную деформацию в пределах этих зон, т.е. они представляют собой не явно выраженные структуры разрывного плана и даже не четкие флексурно-разрывные зоны, а более «размытые» зоны концентрации деформаций различного кинематического типа.

Одной из таких «переходных зон глубинных разломов и флексур» является Пшехско-Адлерская между сегментами Центрального и Северо-Западного Кавказа, выделенная в работах [1, 2]. При пересечении орогена Кавказа Пшехско-Адлерской зоной расширяется к югу Кубанский краевой прогиб, обрывается Лабино-Малкинская зона, продольные зоны Центрального Кавказа испытывают резкое погружение, а южные зоны косо срезаются Черноморской впадиной. Резко сужается ширина мегантиклиниория. Роль осевого поднятия переходит к Гойтхскому антиклиниорию, возникшему на западном продолжении северной части складчатой зоны Южного склона.

Пшехско-Адлерская зона выражена системами поперечных и косых к орогену предполагаемых нарушений (зон концентрации деформаций) субмеридиональной, северо-северо-восточной и восток-северо-восточной ориентировки.

Субмеридиональные (ССЗ простирания) нарушения выражены отдельными разломами, z-образным изгибом продольных зон кавказской ориентировки, крупными меридионально-ориентированными тектоническими блоками (например, Лагонакский покров). Четко выделяются нарушения СВ простирания, которые характерны для всего Западного Кавказа. Из систем СВ простирания на рассматриваемом участке наиболее контрастно выражена зона резкого расширения полосы выходов верхнеюрских образований, уходящих далеко к югу. К юго-востоку от нее характерно развитие узких доальпийских выступов СЗ простирания, чередующихся с нижнеальпийским (нижне-среднеюрским) достаточно сильно деформированным складчатым комплексом. В СЗ направлении как выступы палеозойских, так и разделяющие их полосы нижне-среднеюрских толщ, резко несогласно уходят под верхнеюрские образования. Именно к этой зоне приурочена долина р. Белой на большем своем протяжении. В пределы зоны входит меридионально ориентированный Лагонакский тектонический покров [3, 4].

Менее очевидными, но также при желании читаемыми, являются системы субширотного (восток-северо-восточного) простирания, выражен-

ные зонами резкого изменения уровня эрозионно-денудационного среза: резкое погружение палеозойских толщ под юрские комплексы, переход от юрских отложений к меловым. В зоне Предкавказского краевого прогиба мы видим резкие переходы от меловых к палеогеновым отложениям. На удалении от рассматриваемой зоны в осевой зоне складчатого сооружения прослеживаются субширотные горстообразные структуры. По нашим представлениям, структура Пшехско-Адлерской переходной зоны от Центрального к Северо-Западному Кавказу определяется сложным сочетанием зон концентрации деформаций субмеридионального, ССВ и ВСВ простирания.

Для установления кинематической природы всех отмеченных зон концентрации деформаций с применением метода структурно-парагенетического анализа Л.М.Расцветаева [5] проведены исследования малых дизъюнктивов различного кинематического типа на Белореченском пересечении Большого Кавказа. На рис. 1 приведены сводные диаграммы по малым дизъюнктивам различного кинематического типа на Белореченском пересечении.

Левые сдвиги (30%). Главный максимум – крутопадающие ($70\text{--}80^\circ$) левые сдвиги СВ простирания с преимущественным падением на СЗ. Присутствуют также крутопадающие левые сдвиги СЗ простирания. Правые сдвиги (22%). Четко выделились две главные системы правых сдвигов СЗ и субмеридионального простирания. Отрывы (21%). Главный максимум дают субвертикальные отрывы СВ простирания. Жилы (12%). Ориентировка жил более разнообразная. Главные системы – субвертикальные жилы ВСВ, СЗ и меридионального простирания. Взбросы (10%). В целом преобладают взбросы субширотного (ЗСЗ) простирания, но также четкий максимум дают взбросы ССЗ простирания и меньший по количеству структур – СВ простирания. Сбросы (4%). Преобладают наклонные (противоположного падения) сбросы СВ простирания с преимущественным падением на СЗ. Стилолиты (1%). Система субгоризонтальных стилолитов (литификационного типа) и субвертикальные стресс-стилолиты широтного простирания. Слоистость дает центральный пояс СВ простирания с присутствием падения как на СВ, так и на ЮЗ с углами падения от пологих до крутых. Среди смесятелей (крупных нарушений) присутствуют субвертикальные разрывы СВ, СЗ и меридионального простирания и широтные структуры с падением в северном и южном направлении. Среди структур, сопровождающихся дроблением, преобладают нарушения меридионального (крутопадающие), широтного (от пологих до крутых) и СЗ (также от пологих до крутых) простирания.

Замеры трещин и зеркал скольжения с установленным характером смещений обработаны с помощью метода катастического анализа

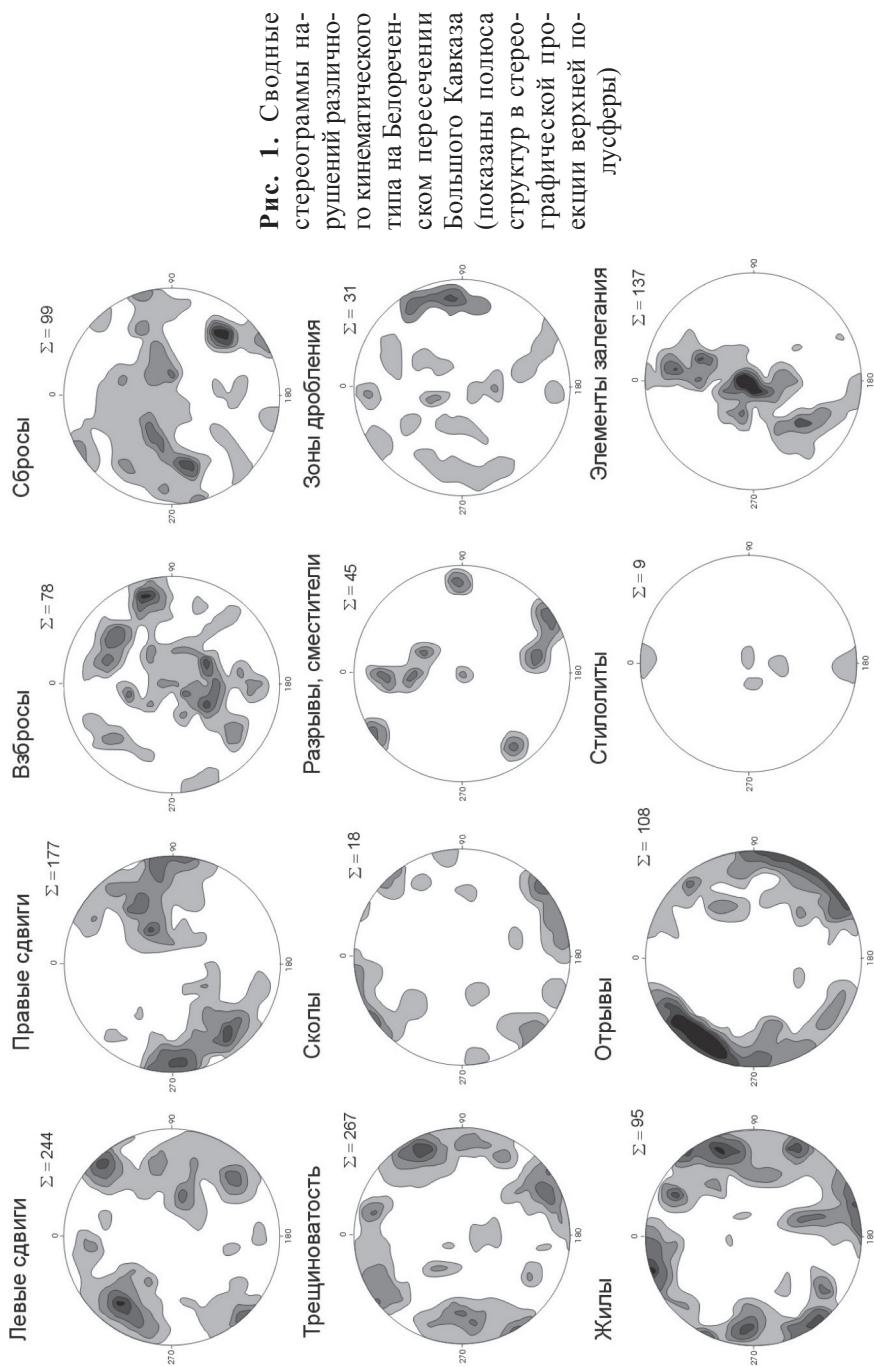
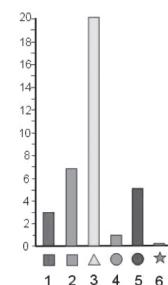
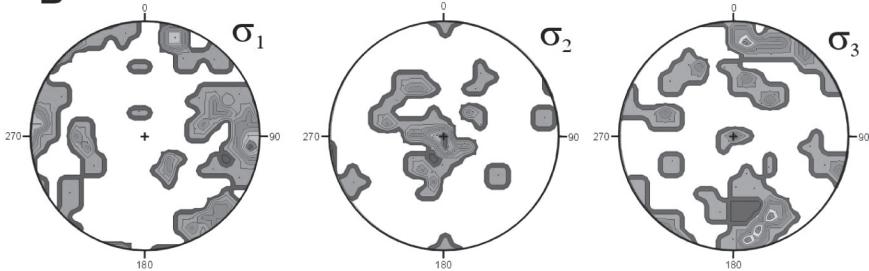


Рис. 2. Результаты реконструкции тектонических напряжений в долине р. Белая, методом катаклистического анализа разрывных нарушений. А. Типы напряженного состояния: 1 – горизонтального растяжения, 2 – горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом, 3 – горизонтального сдвига, 4 – горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, 5 – горизонтального сжатия, 6 – сдвига в вертикальной плоскости; Б. Ориентировка осей главных напряжений для локальных стресс-тензоров: оси σ_1 , σ_2 , σ_3 – минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений

А



Б



разрывных нарушений [6] и созданной на его основе компьютерной программы *STRESSgeol*. Реконструированные типы напряженного состояния в изученном регионе (рис. 2А) отражают преобладание сдвиговых обстановок деформации. На сводных диаграммах ориентации осей главных нормальных напряжений (рис. 2Б) наиболее четко проявлено меридиональное направление максимального сжатия. Полученные СЗ (до ЗСЗ) ориентировки максимального сжатия свидетельствует о характере изменения напряженного состояния в районе расположенной здесь по-перечной Пшехско-Адлерской флексурно-разрывной зоны, по которой происходит погружение пород протерозойско-палеозойского комплекса основания Большого Кавказа под отложения нижнеальпийского структурного этажа.

С учетом установленного характера проявления и ориентации дизьюнктивных нарушений в пределах Пшехско-Адлерской поперечной зоны можно предположить, что региональная крутопадающая система нарушений СЗ простирация в доальпийском и нижнеальпийском (нижняя–средняя юра) комплексах отражает условия поперечного сжатия с формированием структур сплющивания и взбросо-надвиговых структур, а также широких проявлений правосдвиговых деформаций. Вместе с системой СЗ простирация в данном районе хорошо выражена система

поперечных и косых нарушений (по отношению к региональным кавказским структурам), имеющих субмеридиональные и северо-восточные (вплоть до ВСВ) простирации. Для всех этих систем характерна деформация растяжения (развитие жил и структур отрывного типа), сопровождающаяся формированием сдвигов (с преобладанием левосдвиговых нарушений). Таким образом, особенностью структуры Пшехско-Адлерской флексурно-разрывной зоны является ее значительная неоднородность, связанная с условиями растяжения и проявления сдвиговой деформации, отражающей условия северо-восточного и субмеридионального сжатия.

Исследования выполнены при финансовой поддержке госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.
2. Милановский Е.Е., Хайн В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. 258 с.
3. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXV. Майкоп. Объяснительная записка. СПб: 2004. 310 с.
4. Лаврищев В.А., Шейков А.А., Андреев В.М., Семенов В.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 431 с.
5. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.
6. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

**А.В. Тевелев¹, А.А. Борисенко¹, И.Д. Соболев²,
А.Ю. Казанский¹, Н.В. Правикова¹, Е.В. Коптев¹,
Ю. Жак³, В.С. Червяковский⁴**

**Судетская фаза тектогенеза на Южном Урале: источники
сноса для бассейнов позднего визе – серпуховского века
в пределах Восточно-Уральской мегазоны
(U–Pb датирование детритовых цирконов)**

В структуре Восточного Урала традиционно выделяются две мегазоны: Магнитогорская и Восточно-Уральская, разделенные узкой шовной зоной (Уйско-Новооренбургской). От Зауральских структур Восточноуральские отделены Копейской шовной зоной. В строении досудетского фундамента Восточно-Уральской мегазоны принимали участие дислоцированные раннепалеозойские метаморфические и стратифицированные комплексы: гнейсы и кристаллические сланцы кусаканской толщи и углеродистые кварциты чулаксайской свиты раннего палеозоя (?), граувакки рымникской свиты нижнего ордовика, метааркозы маячной свиты нижнего–среднего ордовика. Эти породы были прорваны крупными plutонами гранитоидов неплюевского комплекса (Суундуцким, Неплюевским, Бутакским), для которых доказан турнейско-ранневизейский возраст, и Астафьевским массивом предположительно ордовикского возраста [2]. Досудетский фундамент восточной части Магнитогорской мегазоны был представлен девонскими островодужными вулканитами и турне-ранневизейскими рифтогенными вулканитами.

Судетская (внутривизейская) фаза тектогенеза фиксируется в пределах Восточно-Уральской мегазоны по структурному несогласию в основании терригенно-карбонатной толщи поздневизейско-серпуховского возраста. Так, в западной части Восточно-Уральской мегазоны, на границе с Магнитогорской мегазоной, на северном окончании Суундуцкого массива детальными работами и бурением доказано перекрытие гранитоидов неплюевского комплекса (возраст – 340–350 млн лет) валунно-глыбовыми конглобрекциями солнечной толщи, поздневизейский возраст которой оха-

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова (ФГБОУ ВО МГУ имени М.В. Ломоносова) Москва, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ФГБУН ИГЕМ РАН), Москва, Россия

³ Карлов университет, Прага, Чехия

⁴ Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого (ФГБУН ИГиГ УрО РАН), Екатеринбург, Россия

рактеризован фауной фораминифер [2]. Конглобрекции содержат обильную гальку и глыбы плагиогранитов неплюевского комплекса. В Магнитогорской мегазоне, судетская фаза косвенно проявлена завершением рифтогенеза и началом повсеместного карбонатного осадконакопления.

Роль судетской фазы на Восточном Урале состоит в наращивании мощности земной коры как за счет деформации «досудетского» чехла (шарьирование) и включения его в состав фундамента, так и за счет внедрения гранитоидных интрузивов [5]. В условиях общей левосторонней транспрессии на отдельных участках формировались зоны активного выдвижения, в пределах которых на поверхность постепенно выводились комплексы «досудетского» фундамента, вплоть до вскрытия интрузивов турне-ранневизейского возраста. Однако никаких следов такого гигантского события нигде на Южном Урале не зафиксировано. Объем терригенного материала солнечной толщи и ее аналогов на несколько порядков меньше требуемого. В качестве механизма вывода гранитоидного массива на поверхность можно рассматривать эксгумацию в результате коллапса орогена, возникшего в судетскую фазу. Цель данной работы состоит в определении источников сноса для солнечной толщи и возможной скорости эксгумации с помощью датирования детритовых цирконов.

Проблема источников сноса для различных этапов развития складчатых систем представляется одной из самых интересных и одной из самых трудно решаемых проблем региональной геологии. С ней тесно связана проблема скорости вывода на поверхность интрузивных массивов. Она может быть решена для интрузивов, которые перекрываются близкими по возрасту терригенными комплексами. Именно в такой ситуации находятся массивы неплюевского комплекса, расположенные в Восточно-Уральской мегазоне Южного Урала. Следует учитывать, что в бассейн, расположенный в зоне сочленения двух мегазон, снос материала мог происходить с обеих сторон.

Неплюевский интрузив является plutonotипическим для одноименного комплекса. Он занимает площадь около 300 км² в Карталинском районе Челябинской области. В Неплюевском plutоне выделяются четыре интрузивные фазы: 1 фаза – габбро и диориты, 2 фаза – кварцевые диориты и гранодиориты, 3 фаза – адамеллиты, 4 фаза – лейкограниты [3]. Нижняя возрастная граница Неплюевского plutона определяется активными интрузивными контактами с вмещающими терригенными породами нижнеордовикской Рымникской свиты. Верхняя возрастная граница определяется наличием обломков гранитоидных пород в терригенных породах солнечной свиты поздневизейского возраста [2]. Rb-Sr изохронный возраст пород Неплюевского plutона соответствует позднему турне – раннему визе (346–340 млн лет [3]). Данные по U-Pb изотопии по цирконам несколько отличаются от Rb-Sr и определяют изотопный

возраст неплюевского комплекса интервалом 334–356 млн лет. Поскольку массивы неплюевского комплекса перекрыты терригенными породами солнечной толщи, в конгломератах которой присутствует галька гранитоидов, в породах солнечной толщи ожидалось встретить большое количество «неплюевских» цирконов.

Пробы для анализа отбирались в районе дер. Новинка в небольших карьерах, вскрывающих песчаники солнечной толщи из точек, описанных ранее В.М. Мосейчуком с коллегами [2]. Песчаники средне-крупнозернистые, субаркозовые, реже арковые и полимиктовые, изредка кварцевые, часто косослоистые. Подчиненно развиты конгломераты, графитсодержащие алевролиты. Судя по характеру разреза, перенос материала вряд ли был далеким.

Аналитические данные по изотопному составу U-Pb системы получены с использованием масс-спектрометрии (МС) с индуктивно-связанной плазмой (ИСП) и лазерной ablацией (ЛА) проб (ЦКП УрО РАН «Геоаналитик», Екатеринбург). U-Pb датирование цирконов выполнено на квадропольном ИСП-МС NexION 300S с приставкой для ЛА NWR 213; использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Процедура измерения Pb/U-изотопных отношений и алгоритм расчета возраста изложены в [1] при диаметре кратера 25 мкм.

В общей сложности было проанализировано 210 зерен циркона из двух проб, взятых в соседних карьерах, в последствии объединённых в одну выборку. Для построения гистограмм были выбраны цирконы с дискордантностью в интервале $\pm 5\%$ (99 кристаллов). Результаты датирования оказались неожиданными. Во-первых, в выборке оказался только один циркон турнейского возраста, возможно, из гранитоидов неплюевского комплекса, а во-вторых, в выборке не оказалось ни одного девонского циркона, то есть сноса в поздневизейский бассейн со стороны Магнитогорской мегазоны не было. Подавляющая часть цирконов имеет ордовикский и кембрийский возраст, причем главный пик приходится на самое начало ордовикского периода (около 480 млн лет), а локальные пики – на начало позднего ордовика (450–460 млн лет), середину кембрия (510–520 млн лет) и ранний кембрий (530–540 млн лет). Следует отметить, что доказанных магматических комплексов этого возраста в пределах южной части Восточно-Уральской мегазоны нет. Тем не менее по поводу источников сноса ордовикских и кембрийский цирконов возможны два варианта.

1. Источником ордовикских цирконов могут служить предположительно ордовикские гранитоиды Астафьевского массива и островодужные метавулканиты слюдинской толщи [2]. Надо ещё раз подчеркнуть, возраст этих таксонов принят в существенной степени условно. Кембрийские комплексы при региональных исследованиях в этом районе вообще не выделяются.

2. Более вероятно, что источником детритовых цирконов солнечной толщи являются метаморфические комплексы обрамления Суундукского массива. По данным А.В. Рязанцева [4] возраст цирконов из гранито-гнейсов зеленодольского комплекса составляет 478 ± 5 млн лет, что соответствует главному пику гистограммы распределения, а возраст цирконов из биотит-кварц-полевошпатовых гнейсов кусакансской свиты – 529 ± 6 млн лет, что соответствует локальному пику гистограммы. Таким образом, в позднем визе снос в небольшой бассейн, расположенный в зоне сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон происходил с локального поднятия в районе Суундукского массива неплюевского комплекса. Сам массив при этом вскрыт был только частично, в северной части, поэтому цирконов турнейско-ранневизайского возраста в выборке нет.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и ЧНФ в рамках научного проекта № 19-55-26009 Чехия_а. Определение U-Pb возраста цирконов методом LA-ICP-MS выполнено в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГТ УрО РАН.

Литература

1. Зайцева М.В., Пупышев А.А., Щапова Ю.В., Вотяков С.Л. U-Pb датирование цирконов с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой NexION 300S и приставки для лазерной абляции NWR 213 // Аналитика и контроль. 2016. Т. 20. № 4. С. 294–306. DOI: 10.15826/analitika.2016.20.4.006
2. Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлова И.Г. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Сер. Южно-Уральская. Лист N 40 XXX. СПб: ВСЕГЕИ, 2003.
3. Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Осипова Т.А. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского plutона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 89–94.
4. Рязанцев А.В. Раннепалеозойский возраст протолитов гнейсов и гранито-гнейсов на востоке Южного Урала: результаты U-Th-Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 3–8.
5. Тевелев Ал.В., Правикова Н.В. Судетский тектогенез на Южном Урале: масштабы и роль в формировании структуры Восточно-Уральской мегазоны // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Мат-лы XXXIX Тект. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2006. С. 290–294.

Значение кремнекислых пород с положительной Еу аномалией для реконструкции палеотектонических обстановок (на примере Северного Приладожья)

При изучении строения и тектонической эволюции свекокарелид Северного Приладожья особое внимание уделялось жильным образованиям, как элементам структурных парагенезов, кинематическим индикаторам и возрастным реперам этапов складчатости и сдвигово-надвиговых деформаций в свекофеннскую эпоху тектогенеза [4–6]. Геохимические исследования этих жильных образований, для которых ранее была определена их структурная позиция, а иногда и радиологический возраст, показали, что среди них, в большом количестве встречаются дайки или жилы, породы которых характеризуются положительной Еу аномалией, которая является чутким индикатором флюидного режима [2]. Средний состав континентальной коры характеризуется отрицательной Еу аномалией, которая присутствует в большинстве гранитов её слагающих, тогда как кислые породы с положительной Еу аномалией – редкое явление и их наличие указывает на необычные условия петрогенеза. Изучение этих образований позволит понять специфику вещественных процессов контролируемых структурной ситуацией, что может способствовать расшифровке характера геодинамической обстановки формирования такой сложнопостроенной области как Северное Приладожье.

Северное Приладожье охватывает юго-восточную часть Балтийского щита в области сочленения двух его составных элементов – архейского Карельского кратона и палеопротерозойского Свекофеннского орогена, стабилизированной в конце раннего протерозоя [1]. Здесь на современный эрозионный срез выведены образования двух структурных этажей Балтийского щита – нижнего (гранито-гнейсы архея) и среднего (вулканогенно-терригенный ладожский комплекс палеопротерозоя). Ладожский комплекс, частично сформированный на архейском кристаллическом фундаменте перикратонной окраины Карельского массива, включает метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования, объединенные в сортавальскую серию (2.06–1.98 млрд лет) и флишоидно-терригенные отложения ладожской серии (1.97–1.89 млрд лет). Границей карелид (северный домен) и свекофеннид (южный домен) служит так называемая «зона Мейери» [1]. В полистадийной структурной эволюции региона,

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

связанной преимущественно с событиями свекофеннского тектогенеза (1.89–1.75 млрд лет), распознаются три главенствующих этапа, обусловленные изменчивыми кинематическими условиями в обстановке длительно развивавшейся знакопеременной транспрессии [4, 5]. В структурные парагенезы каждого из трех выделенных и датированных этапов включались и жильные образования, фиксирующие, в общем случае, положение трещин отрыва и ориентировки осей сжатия–растяжений в эллипсоиде деформаций. Приводимые сведения касаются жильных гранитоидных образований, развитых в пределах ареалов амфиболитовой и гранулитовой фаций. Обращение к их геохимии было вызвано необходимостью корреляции совместных деформационных событий в архейском фундаменте и перекрывающих его отложениях сортавальской и ладожской серий. Это было особенно важно для распознавания жильных тел свекофенского этапа в ремоблизованном архейском субстрате в пределах выступов фундамента среди чехольных образований, известных в качестве гранитогнейсовых «куполов облекания» П. Эскола. Все исследуемые породы с положительной Eu аномалией, независимо от их приуроченности к различным структурно-вещественным комплексам, характеризуются широким диапазоном содержаний SiO_2 (от 64 до 75%) и являются высокоглиноземистыми. Большая их часть имеет высокую долю K_2O , достигающую в отдельных пробах (7–10 масс%) и обеднены: TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , P_2O_5 , вследствие чего они являются лейкоократовыми и по соотношению суммы щелочей и кремнезема отвечают субщелочным гранитам. Граниты с положительной Eu аномалией источены относительно вмещающих пород Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Y, Zr, Nb, Hf, REE и обогащены Mo, Sb, Ba, W, Pb, U. Среди жильных образований в гранулитовой фации происходит обогащение легкими редкоземельными элементами (LREE) и Eu, тогда как во всех других примерах происходит вынос всех REE, а Eu в меньшей степени – за счет этого и образуется положительная Eu аномалия.

Граниты с положительной Еи аномалией в природе редки и в основном они встречаются среди ТТГ серий раннего докембрия и реже в современных геодинамических обстановках [9]. За редким исключением их образование рассматривается в рамках дифференциации магмы [8]. Объясняя наличие положительной Еи аномалии в кислых породах, большинство исследователей увязывают её появление с большим количеством плагиоклаза в породе и следовательно пары Ca – Sr, где Еи вступает в изоморфизм со Sr [10]. Но в нашем случае корреляции между размером положительной Еи аномалии и содержаниями Sr нет, зато существует прямая корреляция с концентрацией Ba в породе. Подобная закономерность была выявлена для пегматоидных жил Лапландско-Беломорского пояса эпохи эксгумации его пород (1.85–1.75 млрд лет) [7]. Впервые прямую корреляцию между величиной Еи аномалии и содержанием Ba отметили

индийские исследователи для позднепротерозойско-кембрийских фосфо-ритов в Низких Гималаях. Причем в этих же породах известна обратная корреляция положительной Eu аномалии с содержаниями Sr, что указывает на входжение Eu в баритовую фазу [2]. В нашем случае та же ситуация, то есть Ba влияет на величину Eu аномалии.

Учитывая, что величина отношения $\text{Eu}^{++}/\text{Eu}^{+++}$ является функцией окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования, можно думать, что и образование гранитоидов с положительной Eu аномалией происходило в условиях восстановительной среды. Поэтому, наличие положительной Eu аномалии указывает на восстановительные условия формирования жильных гранитов, а обогащение их Ba, повышенные содержания которого типичны и для глубинных флюидонасыщенных образований, таких как кимберлиты и лампроиты, а также пород постскладчатых интрузий, подтверждают это предположение. Представляется следующая модель геодинамической обстановки, в которой могло происходить образование изученных пород. Граница хрупких и пластичных деформаций, к которой приурочено формирование исследуемых пород, в последние годы привлекает всё большее внимание геологов и геофизиков. Именно эта граница в настоящее время рассматривается многими исследователями как существенный раздел в земной коре («барьерная зона»), который контролирует выход флюидов и пластичных пород к поверхности [3]. В экстремальных условиях, к примеру, при растяжении коры, торошении, формировании глубинных пулл-аппартов, этот барьер разрушается и сквозь него происходит прорыв глубинных, преимущественно восстановленных флюидов, которые согласно конкретным условиям, формируют различные жильные образования или пояса бластомилонитов. При этом происходит вынос рудных компонентов и их последующее осаждение в видеrudопроявлений в верхних уровнях земной коры. Большое количество жил, сложенных породами с положительной Eu аномалией, и их небольшие размеры указывает на весьма необычные условия тектогенеза в этом регионе, обусловленные его приуроченностью к переходной зоне свекофеннид с Карельским массивом и наличием пород фундамента, игравшего до определенного времени роль флюидоупора, а затем разрушенного под влиянием глубинных флюидов. Именно эти флюиды обеспечили формирование гранитоидов с положительной Eu аномалией, вынос большинства микроэлементов («водородная продувка») и их осаждение в верхней части земной коры. Надо отметить, что разрушение этого флюидного экрана может происходить неоднократно и в различных структурных обстановках. Так, в результате наших исследований Северного Приладожья были выявлены схожие структурные парагенезы трех последовательных этапов деформаций, как внутри выступов, так и в их обрамлении. Это позволяет сделать вывод о единых геомехани-

ческих условиях формирования свекофеннской структуры в чехле и в ремобилизованном фундаменте и соответственно рассматривать жилы кислого состава как индикаторы определенных этапов деформаций. Выделяемые три этапа геодинамической эволюции региона (начало дробления фундамента, развитие пластических надвиго-складчатых деформаций и постскладчатого коллапса) характеризуются наличием жильных тел с положительной Eu аномалией на первом и заключительном этапах эволюции структуры, когда преобладали хрупкие деформации и происходил прорыв восстановленных флюидов. На втором этапе, когда в коре преобладали пластические деформации, происходила «закупорка» флюидов и формировались гранитоиды с низкими концентрациями Ba и отрицательной Eu аномалией.

Работа выполняется в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН и ИФЗ РАН, при финансовой поддержке РФФИ грант 19-05-00256.

Литература

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
2. Батурин Г.Н., Люка Ж., Прево-Люка Л. Европеевая аномалия в океанских фосфоритах // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 5. С. 647–650.
3. Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6–19.
4. Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранитогнейсовых куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов / Под ред. В. В. Эз. М.: Препринт ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120.
5. Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
6. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–28.
7. Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф. К вопросу о происхождении положительной Eu аномалии в кислых породах восточной части Балтийского щита // Геохимия. 2006. № 5. С. 483–500.
8. Art J.G., Barker F., Peterman Z.E., Friedman J. Geochemistry of gabbro-di-oreite-tonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas // J. Petrol. 1978. Vol. 19. P. 289–316.
9. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. Vol. 46. P. 411–429.
10. Rudnick R.L. Restites, Eu anomalies, and lower continental crust // Geochemical et Cosmochemical Materials. 1992. Vol. 56. P. 963–970.

**Докембрийские структурно-вещественные комплексы
западной части Улутауского террейна
(Центральный Казахстан): особенности состава
и обоснование возраста**

Улутауский террейн расположен на западе Центрального Казахстана и является одним из наиболее крупных блоков с докембрийской континентальной корой в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Доэдиакарские комплексы, слагающие фундамент западной и восточной частей террейна, обладают существенными различиями по составу и возрасту. В восточной части террейна (Карсакпайская зона) широко распространены слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные и осадочные толщи, формировавшиеся в интервале ~740–760 млн лет. Их характерной особенностью является дифференцированный (базальт-андезит-риолитовый) состав вулканитов, которые ассоциируют с хемогенными железистыми кварцитами и сланцами. При этом оценки возраста обломочных цирконов, а также изотопный состав Nd кислых вулканитов свидетельствуют об присутствии раннедокембрийских комплексов как в источниках сноса, так и в источниках магматических расплавов [3, 4].

Западная часть Улутауского террейна (Майтюбинская зона) отличается преобладанием вулканических и плутонических пород кислого состава. Наиболее высокое положение среди доэдиакарских образований здесь занимают риолиты коксусской серии (~794 млн лет) и прорывающие их гранитоиды актасского комплекса (~791 млн лет), которые распространены только на западе Майтюбинской зоны [6]. Более низкое положение в структуре зоны предполагается для вулканогенно-осадочных толщ, объединенных в майтюбинскую серию мощностью 6000–9000 м [5]. Породы серии занимают большую часть одноименной зоны на уровне современного эрозионного среза.

Проведённые нами исследования показали, что в майтюбинскую серию объединены не менее четырех разновозрастных структурно-вещественных комплекса.

К наиболее древним образованиям относятся терригенные толщи нижней части кумолинской свиты, представленные филлитовидными сланцами, кварцевыми сланцами и кварцитами. Изотопно-геохронологическое

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

изучение детритовых цирконов из кварцитов показало, что их конкордатные оценки возраста в целом имеют бимодальное распределение с максимумами ~2 и 2.5 млрд лет. Возраст наиболее молодой статистически значимой популяции цирконов соответствует 1.7 млрд лет.

Выделяемые на разных уровнях толщи рассланцеванных кислых эфузивов и их туфов (дюсембайская и жаункарская свиты) имеют один тот же возраст. Для акцессорных цирконов из кислых вулканитов дюсембайской свиты получена оценка возраста 836 ± 6 млн лет, а жаункарской – 823 ± 5 млн лет. С кислыми вулканитами ассоциируют граниты жаункарского комплекса, для которых (Северо-Сарысайский массив) была получена оценка возраста 829 ± 10 млн лет [6]. Вулканогенные и плутонические породы кислого состава характеризуются умеренно- и высокой глиноземистостью (ASI 0.86–1.2), принадлежат щелочной, щелочно-известковистой (MALI 5–10) и железистой ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ 0.8–0.9) сериям. Близкие оценки возраста акцессорных цирконов и особенности химического состава указывают на образование вулканогенных и плутонических пород в результате одного этапа магматизма и при участии раннедокембрийского ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = -10.8 \div -11$; $T_{(\text{Nd})}(\text{DM}) = 2.5$) корового источника. Эти данные позволяют рассматривать эфузивы дюсембайской, жаункарской свит и гранитоиды жаункарского комплекса в качестве единого вулкано-плутонического комплекса, сформированного в середине (~830 млн лет) тонийского периода неопротерозоя.

Аналоги кислых вулканитов коксуйской серии выявлены на востоке Майтюбинской зоны, представлены рассланцеванными кислыми вулканитами и их туфами, относимыми к самым верхам разреза кумолинской свиты [5]. Для акцессорных цирконов из этих вулканитов получена оценка возраста 784 ± 5 млн лет, близкая к возрасту вулканитов коксуйской серии и гранитов актасского комплекса. Эти породы обладают близкими петро-геохимическими характеристиками, что выражается в их принадлежности к щелочно-известковистой (MALI 7.6–10.6) и железистой сериям ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO}$ 0.7–0.9), а также высокой глиноземистости (ASI 0.9–1.1). Новые данные о составе и возрасте позволяют рассматривать вулканиты верхов кумолинской свиты, коксуйской серии и граниты актасского комплекса в качестве единого вулкано-плутонического комплекса, сформированного во второй половине (~790 млн лет) тонийского периода неопротерозоя. Вариации изотопного состава Nd ($\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = 1.4 \div -4.9$; $T_{(\text{Nd})}(\text{DM}) = 1.3 \div 1.86$) отражают различные пропорции ювенильного источника и вещества палеопротерозойской континентальной коры в образовании родоначальных расплавов.

В состав майтюбинской серии также входят вулканогенно-осадочные толщи, перекрывающие кислые вулканиты дюсембайской и жаункарской свиты. В состав этих толщ входят эфузивы кислого и основного состава,

грубообломочные и хемогенные породы, относимые к жиландысайской, тумурзинской, колдыбайшокинской и таптенской свитам. Хемогенные породы в разрезах этих свит представлены мраморами, микрокварцитами, в том числе железистыми, а присутствие среди грубообломочных пород конгломератов с галькой кварцитов, кислых вулканитов и гранитов, указывает на наиболее высокое стратиграфическое положение этих отложений в разрезе майтюбинской серии. Присутствие в разрезах этих свит железистых кварцитов позволяет рассматривать их в качестве аналогов железорудных вулканогенно-осадочных серий Карсакпайской зоны восточной части Улутауского террейна, формирование которых происходило в интервале ~ 740 – 760 млн лет.

Таким образом, на основании полученных к настоящему времени данных можно предполагать, что к началу неопротерозоя Улутауский террейн обладал зрелой континентальной корой, основной объем которой был сформирован в палеопротерозое. К фрагментам этой коры можно отнести кварцito-сланцевые толщи кумолинской свиты, временной интервал накопления которых определяется отсутствием цирконов с оценками возраста менее 1.7 млрд лет и возрастом (829 ± 10 млн лет) гранитоидов жаункарского комплекса. Близкие по составу и строению терригенные комплексы участвуют в строении террейнов юго-западного Казахстана и Северного Тянь-Шаня [1, 2, 6].

Раннеопротерозойский этап эволюции Улутауского террейна привел к образованию риолит-гранитных вулкано-плутонических ассоциаций в середине (~ 830 млн лет) и второй половине (~ 790 млн лет) тонийского периода. Петро-геохимические характеристики вулканических и плутонических пород, а также изотопный состав Nd предполагают, что формирование расплавов происходило во внутриплитных обстановках за счет магматической переработки комплексов раннедокембрийской коры.

Вулканические комплексы позднетонийского возраста (~ 740 – 760 млн лет) представлены как в западной, так и восточной частях Улутауского террейна. Общим для вулканических разрезов Майтюбинской и Карсакпайской зон является присутствие горизонтов железистых кварцитов, что может указывать на принадлежность к одному бассейну. Максимальные мощности железистых кварцитов характерны для толщ Карсакпайской зоны, где эффузивные образования представлены базальт-андезит-риолитовыми сериями. Дифференцированный состав последних и присутствие в их разрезах андезибазальтов и андезитов, позволяет предполагать связь магматизма с конвергентными обстановками, а основным источником пород считать вещество надсубдукционной мантии. Характерными элементами вулканогенных разрезов являются толеитовые базальты, геохимические особенности которых, в частности обогащенность ЛРЭ, ВЗЭ, а также деплетированность ТРЭ ($(Gd/Yb)_n - 1.5$ – 3.5) и вы-

сокие Nb/Yb (2.8–11) указывают на образование расплавов из обогащенного мантийного источника в поле стабильности граната [7]. Ассоциация надсубдукционных вулканитов и производных плавления обогащенной мантии является характерной особенностью для обстановок задуговых бассейнов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 20-05-00108_а.

Литература

1. Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрейн С.Э. Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты Киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // Докл. РАН. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.
2. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Пан К.-Н., Ван К.-Л., Ли Х.-Ян, Плоткина Ю.В. Первые результаты U–Pb-изучения обломочных цирконов из докембрийских кварцito-сланцевых толщ Чуйского блока (южный Казахстан) // Докл. РАН. 2019. Т. 489. № 1. С. 52–56.
3. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Жимулов Ф.И., Ковач В.П., Данукалов Н.К., Lee H.-Y. Позднедокембрийские метаморфические комплексы Улутауского массива (центральный казахстан): возраст, состав и обстановки формирования протолитов // Геотектоника. 2020. № 5. С. 3–28.
4. Третьяков А.А., Данукалов Н.К., Дегтярев К.Е. Позднедокембрийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи Улутауского массива (Центральный Казахстан): особенности состава и обоснование возраста // LII Тектоническое совещание Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 338–343.
5. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический анализ метаморфических толщ докембрая Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
6. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
7. Pearce J.A., Stern R.J. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives // Back-arc spreading systems. Geological, biological, chemical and physical Interactions. Washington. Geophys. Monogr. 2006. P. 63–86.

Новейшая структура и строение верхней мантии Центральной Азии

Под названием Центральная Азия рассматривается регион, расположенный между восточной частью Алтайско-Гималайского и западной частью Алтайско-Станового горных поясов. К востоку от региона находятся равнинные и низкогорные области Восточного Китая и Восточной Монголии. Западной границей региона является простирающийся на СВ кулисный ряд новейших впадин от Афгано-Таджикской на юге до Чуйской впадины Алтая на севере. Впадины разделены хребтами, высота которых снижается к западу. Регион в целом возвышается над смежными территориями и отличается от них обилием активных разломов и повышенной сейсмичностью. Регион характеризуется сложным сочетанием тектонических зон, возраст которых, за единичными исключениями, последовательно омолаживается от позднего рифея и раннего палеозоя на севере до эоценена на юге. Эти тектонические зоны продолжаются за пределы Центральной Азии, что свидетельствует о том, что ее обособление как структурного элемента Евразии произошло в олигоцене–квартере, т.е. в течение неотектонического этапа развития.

В развитии новейшей структуры региона отмечается общая закономерность – резкое возрастание интенсивности вертикальных движений в плиоцен–четвертичное время, приведшее к образованию современных горных систем. Признаки такого ускорения наметились еще в конце миоцена (Восточный Саян, Саур), но более отчетливо проявились в плиоцене, а местами (Гималаи, Тибет, Центральный Тянь-Шань) лишь с конца плиоцена, в результате чего высота указанных горных сооружений возросла в 2–3 раза. До того их развитие происходило по-разному. Формирование новейшей структуры юга региона (Гималаи и горные системы Памиро-Пенджабского синтаксиса) стало непосредственным результатом развития коллизионных процессов перед фронтом Индийской плиты и характеризовалось интенсивными рельефообразующими складчато-надвиговыми деформациями. Особое место среди этих образований занимает Центральный и Восточный Тибет, где дифференцированные проявления вертикальных смещений существенно уступают по амплитуде общему поднятию.

В Тянь-Шане и севернее, в областях палеозойской и более раннего возраста континентальной коры, усилинию рельефообразующих под-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

нятий предшествовала длительная эпоха планирования и формирования кор выветривания, а тектонические события олигоцена, раннего и среднего миоцена привели к образованию лишь низкогорных поднятий. Зоны современных горных хребтов этой области представляют собой новейшие сводово-глыбовые (в поперечном сечении) поднятия, ограниченные и нарушенные разломами. Доля изгибных деформаций поверхности палеозойского основания, в целом уменьшается к северу, где зоны хребтов нередко образуют чисто глыбовые формы. Все эти поднятия являются структурами поперечного или косого горизонтального сжатия, о чем свидетельствуют их линейная форма, взбросо-надвиговая и взбросо-сдвиговая кинематика пограничных разломов. От поднятий такого типа принципиально отличается Хангайское нагорье [4]. Это меридионально удлиненный овальный свод, наиболее возвышенная южная часть которого поднята до 4 км. Свод обрамлен С-образным поясом впадин, протягивающимся от Долины Озер на юге через Котловину Больших Озер и впадину Убсу-Нур на западе до Тувинской и Тункинской впадин на севере. Отдельные впадины пояса разделены относительно невысокими поднятиями.

Анализ распределения активных разломов разной кинематики показал, что на крайнем юге региона, в Гималаях и Памиро-Пенджабском синтаксисе доминируют надвиги. Севернее преобладают надвиги, правые сдвиги и взбросо-сдвиги. Они протягиваются узкой полосой на юге и западе Тибета и охватывает всю западную и северо-западную часть региона кроме западной границы Памиро-Пенджабского синтаксиса, где доминируют левые сдвиги. В центре и на северо-востоке региона также преобладают левые сдвиги. С ними местами сочетаются сбросы, которые находят концентрированное выражение в Байкальской рифтовой зоне.

На основе данных об активных разломах рассчитаны направления осей и величины деформаций современного горизонтального сжатия и растяжения [3]. Расчеты показали, что во всей северо-западной части региона и отчасти на остальной территории господствует сжатие, ориентированное на западе субмеридионально, а восточнее на СВ. Северные отроги Алтая, Байкальская рифтовая зона и, что особенно важно, Хангайское нагорье и Тибет испытывают растяжение (для Тибета оно подтверждено анализом механизмов очагов землетрясений [2]), что делает весьма сомнительной возможность передачи давления Индийской плиты более северным территориям. Такая возможность сохраняется только для западной и северо-западной части региона, где сжатие прослеживается непрерывно.

Для исследования строения мантии региона использована объемная модель вариаций скоростей продольных (P) волн MIT-P08 [6], представляющая отклонения скоростей P -волн от среднего значения (dV_p), заданные в процентах. На ее основе были построены 12 сейсмотомографических разрезов и несколько разноглубинных срезов мантии. Получены следую-

щие результаты. Под Северным Тянь-Шанем и южной частью Западного Тянь-Шаня выявлены высокоскоростные (уплотненные) объемы мантии – реликты слэбов палеозойской океанской литосферы. Обнаружено пододвигание верхнего высокоскоростного слоя Индийской платформы под Гималаи. При этом мощность слоя возрастает от 100 до 300 км, и он продолжается на север, достигая Внешней зоны Памира, Кунь-Луна под западом Тибета и блока Лхаса под более восточной его частью.

Севернее блока Лхаса под Центральным и Восточным Тибетом находится объем мантии с резко пониженными скоростями сейсмических волн. Он имеет форму воронки, прослеживаемой уверенно до глубины 1200 км и менее отчетливо – 1600 км. Второй такой же объем выделяется под Гобийским Алтаем и Хангайским нагорьем. Он также имеет форму воронки, наиболее погруженная часть которой достигает глубины ~1250 км и находится под наиболее поднятой южной частью Хангайского нагорья. Оба низкоскоростных (разуплотненных) объема интерпретируются нами как внутримантийные плюмы, которые, в отличие от Эфиопско-Афарского и Тихоокеанского суперплюмов, вырождаются на глубинах 1200–1600 км. Под Хэнтэйским нагорьем также выделяется низкоскоростной объем, достигающий глубин 700–800 км, где он соединяется каналом с Хангайским плюмом, т.е. является его ответвлением.

Под крупнейшими горными системами Центральной Азии (Центральный и Восточный Тянь-Шань, Монгольский Алтай) верхняя мантия в той или иной мере разуплотнена. Под Таримской микроплитой, Цайдамом и Цилиан-Шанем скорости сейсмических волн имеют средние или слабо повышенные значения. Повышенными значениями характеризуются и некоторые краевые горные сооружения – Западный Тянь-Шань, Саур, Горный Алтай, Саяны.

Сопоставление строения верхней мантии с новейшей структурой приводит к следующим выводам. Поднятие Центрального и Восточного Тибета, Хангайского и Хэнтэйского нагорий связано с расположеннымими под ними внутримантийными плюмами. Хангайско-Хэнтэйский плюм обусловил проявления базальтового вулканизма, который по петролого-геохимическим данным определен как вулканализм плюмового типа [1, 5, 7]. Подлитосферные потоки, распространявшиеся от этих плюмов и, возможно, Эфиопско-Афарского суперплюма привели к разуплотнению литосферы и подлитосферной мантии большинства горных сооружений региона, обусловив способность их земной коры к изгибным деформациям и интенсивное поднятие в плиоцене–квартере. Воздействие коллизионного сжатия не зависело от разуплотнения мантии. Но горные сооружения, где оно не зарегистрировано, испытали меньшее поднятие (Западный Тянь-Шань по сравнению с Центральным Тянь-Шанем, Тарбагатай по сравнению с Сауром).

Под наиболее поднятыми горными системами (Гималаи, Каракорум, Восточный Гиндукуш, Памир, Тибет, Западный Куньлунь и район Хан-Тенгри) обнаружено резкое разуплотнение мантии на глубинах 70–100 км, ставшее важной причиной их поднятия. Возможно, разуплотнение связано с поступлением флюидов в результате дегидратации, обусловленной деформационными изменениями верхней мантии. Осевая часть Гималаев и их южный склон находятся вне области разуплотнения. Их аномальное поднятие обусловлено воздыманием козырька аллохтона над подвигом Индийской платформы.

Заключение. В результате выполненных исследований определены особенности и источники формирования различных элементов новейшей структуры и проявлений активной тектоники Центральной Азии. Охарактеризован новый класс мантийных образований – Тибетский и Хангайский внутримантийные плюмы, восходящие с глубин 1200–1600 км, показано их неотектоническое значение. Условия растяжения, возникающие над указанными плюмами, ограничивают коллизионный механизм передачи давления Индийской плиты более северным тектоническим зонам.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 17-17-01073-п.

Литература

1. *Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В.* Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: ГЕО, 2005. 268 с.
2. *Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С.* Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 1. С. 257–290.
3. *Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М.* Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 60–77.
4. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М., Соколов С.А., Трихунков Я.И.* Неотектоника и строение верхней мантии Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 31–59.
5. *Ярмоляк В.В., Коваленко В.И., Самойлов В.С.* Тектоническое положение позднекайнозойского вулканализма Центральной Азии // Геотектоника. 1991. № 1. С. 69–83.
6. *Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S.* A new global model for *P* wave speed variations in Earth's mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. No. 5. P. 1–21.
7. *Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M.* Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. Vol. 111. P. 604–623.

Палеозойские карбонатные породы Восточной Арктики и их корреляция

Палеозойские отложения Арктической окраины Чукотки до сих пор изучены недостаточно для построения достоверных палеореконструкций, которые носили или локальный, или излишне обобщенный характер. В 2018 г. была проведена корреляция каменноугольных отложений Чукотки, о. Врангеля и Южно-Ануйской сутуры. [13]. В отношении области Центрально-Арктических поднятий и прогибов (ЦАПП) долгое время, за исключением хр. Нордвинд, отсутствовали какие-либо данные о палеозойских отложениях. Дело в том, что при интерпретации сейсмических профилей палеозойские образования, как правило, относятся к акустическому фундаменту или попадают в зону плохо интерпретируемых горизонтов, где их наличие предполагается, но не дает детальной информации. Вместе с тем обнаружение палеозойских связей поднятия Менделеева со структурами Чукотской складчатой области имеет важное значение для расширения внешней границы шельфа РФ.

Новые материалы по подводному опробованию [3, 6, 12] дают возможность провести сравнительный литологический анализ карбонатных пород поднятия Менделеева с разрезами Чукотской складчатой области, что позволит ответить на вопрос о возможности их накопления в едином осадочном бассейне.

Палеозойские отложения Чукотской складчатой области обнажаются в пределах региональных поднятий и относятся к разным тектоническим структурам, Алярмаутское, Куульское, Куэкуньюкское поднятие относятся к Ануйско-Чукотской складчатой системе, а остров Врангеля к Новосибирско-Врангелевской [1, 5, 7, 9, 10]. Поднятие Менделеева относится к области Центрально-Арктических поднятий и прогибов Северного Ледовитого океана (рис. 1 врезка).

Взаимоотношение палеозойских отложений Чукотки с вышележащими образованиями, как правило, тектоническое или отмечается угловое несогласие в Куульском поднятии [9, 13]. На о. Врангеля палеозойские отложения слагают тектонические пластины и представляют собой тектоно-стратиграфические единицы [8]. Палеозойские отложения поднятия Менделеева (O_3-S и D_{2-3}) были отобраны на нескольких полигонах, и формируют верхнюю часть акустического фундамента [6, 12].

¹ Геологический Институт РАН, Москва, Россия

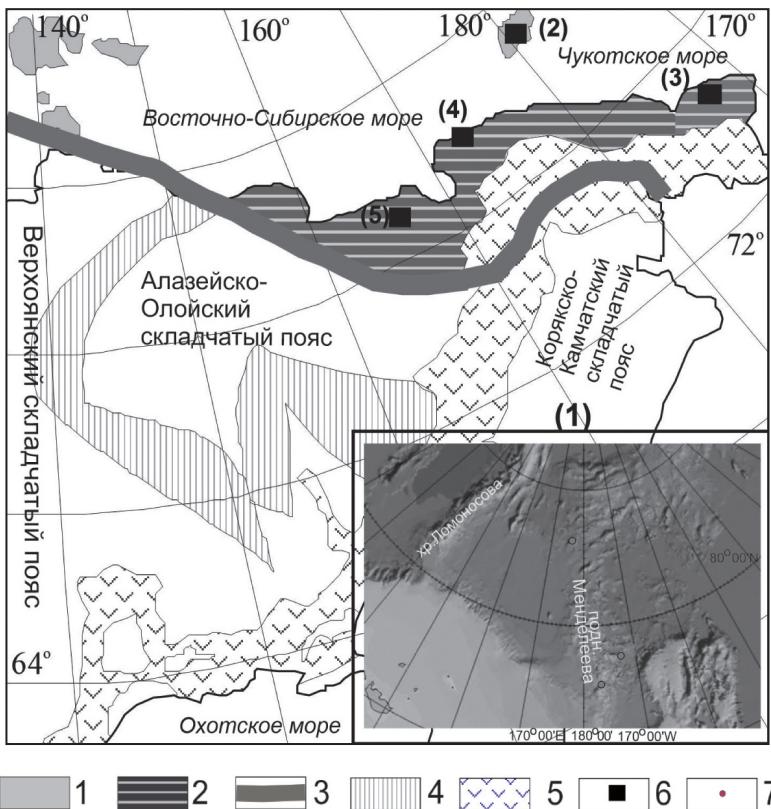


Рис. 1. Тектоническая схема северо-востока Азии, составлена по [7] с местоположением поднятий, в пределах которых развиты палеозойские породы. 1 – Новосибирско-Врангелевская складчатая система, о. Врангеля и Новосибирские о-ва; 2 – Анюйско-Чукотская складчатая система; 3 – Южно-Ануйская складчатая система; 4 – структуры Колымской петли; 5 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 6 – местоположение выходов палеозойских пород; 7 – местоположение изученных полигонов, по [12]. Цифрами обозначены: 1 – поднятие Менделеева; 2 – остров Врангеля; 3 – р. Чегетунь; 4 – Куульское поднятие, м. Кибера; 5 – Алярмутское поднятие.

На врезке (1). Поднятие Менделеева, места отбора проб палеозойских карбонатов, номера полигонов соответствуют номерам полигонов в работе [12]

По результатам многолетнего картирования Чукотки и о. Врангеля принято выделять палеозойские осадочные комплексы, отвечающие следующим стратиграфическим интервалам – O–S, S₂–D₁, D₁–2, D₃–C₁ [2, 10]. На поднятии Менделеева выявлены и подтверждены стратиграфические

интервалы (O_3 – S и D_{2-3}) [11, 12], поэтому именно эти интервалы были изучены для региональной корреляции.

В ордовикское время установлено мелководное карбонатное осадконакопление, бассейн имел большую протяженность, т.к. выходы ордовикских отложений установлены на поднятии Менделеева и на восточной Чукотке (р. Чегетунь). Более мелководные отложения со следами биотурбаций, известняки с пеллетами и некоторым количеством терригенной примеси отмечены на поднятии Менделеева. Известняки р. Чегетунь формировались в обстановке нормальной солености, с хорошим кислородным обменом [4]. К концу ордовика (в лландоверийское время), в разрезах р. Чегетунь фиксируется перерыв в осадконакоплении. На о. Врангеля и в поднятии Менделеева эти отложения не установлены. Метаморфический фундамент о. Врангеля перекрывается девонскими и каменноугольными конгломератами, поэтому можно предполагать перерыв, более длительный, чем на Чукотке.

Силурийские отложения поднятия Менделеева формировались в мелководных морских условиях, с углублением бассейна в западном направлении. На полигоне 3 (рис. 1 врезка) в верхней части разреза отмечены органогенно-обломочные известняки с низким содержанием терригенной примеси, а на полигоне 2 установлены доломитовые известняки с микрослоистостью. На о. Врангеля отложения верхнего силура имеют терригенно-карбонатный тип разреза, при этом терригенные отложения установлены на западе острова, а карбонатные восточнее, в его центральной части и характеризуются полузамкнутыми лагунными обстановками, по единичным замерам направления слоистости установлено направление сноса с востока на запад.

Отложения нижнего девона более-менее достоверно установлены только на западе о. Врангеля, в образцах поднятия Менделеева этот стратиграфический интервал не зафиксирован, на Чукотке они выделены условно ниже отложений верхнего девона в обрамлении Киберовского поднятия. По составу отложения D_{1-2} на о. Врангеля представлены кварцитами и кварцитовидными песчаниками, практически лишенными цемента, на м. Кибера – кварцевыми песчаниками и алевролитами, переслаивающимися со сланцами кремнисто-хлоритового и слюдистого состава. Фациальные обстановки предполагаются шельфовые мелководные, с развитием коры выветривания на близлежащей суше, при этом Чукотские разрезы более глубководные, чем Врангелевские.

Верхнедевонские образования являются нижней частью D_3 – C_1 осадочного комплекса, закартированного как на территории Чукотки, так и на о. Врангеля. В образцах поднятия Менделеева установлен только D_{2-3} стратиграфический интервал (живет–фамен). На полигоне 2 интервал представлен карбонатными породами с 25–30% примесью терригенных

зерен. В терригенной примеси определены зерна кварца и полевого шпата, иногда глауконита, а также обломки кремнистых, песчаных пород и известняков. На полигоне 3 отмечены органогенно-обломочные известняки. Обстановки определены как мелководно шельфовые, на полигоне 2 – более мелководные прибрежно-морские.

Верхнедевонские отложения о. Врангеля сложены алевропесчаниками и песчаниками, иногда грубозернистыми чередующимися с тонкозернистыми породами с карбонатным цементом. В основании толщи присутствуют конгломераты с преобладанием обломков гранитоидов. Ассоциирующие с конгломератами песчаники представлены аркозовыми аренитами, что в совокупности указывает на размыв крупного древнего комплекса, сложенного гранитоидными и метаосадочными породами. Выше по разрезу песчаники становятся более полимиктовыми и по составу относятся к лититовым аренитам. Фациальные обстановки разнобразные шельфовые, иногда полузамкнутые, лагунные, в которых формируются доломитовые известняки и известняки с кремнями. Замеры косой слоистости указывают на разнонаправленное поступление обломочного материала для южной и центральной тектонической зон, что указывает на наличие внутришельфового поднятия, сложенного неопротерозойскими образованиями, о чем свидетельствует состав популяций обломочных цирконов из верхнедевонских отложений.

Верхнедевонские отложения Чукотки (Кууульское и Алярмаятское поднятие) имеют высокое содержание кварца и устойчивых обломков пород, которые указывают на размыв гранитоидов и кристаллических сланцев, а также кремней. В основании верхнего девона песчаники представлены главным образом потоковыми отложениями, но в аргиллитах присутствует высокое содержание зерен алевритовой размерности, что указывает на активную гидродинамику на шельфе. Снос обломочного материала по единичным замерам с севера на юг (м. Кибера). В конце девонского времени доминируют фоновые отложения, с редкими прослойями тонкозернистых кварцитовидных песчаников. Вероятно, происходит углубление бассейна или трансгрессия, в результате чего снизилось поступление обломочного материала. В связи с тем, что состав размываемого комплекса для верхнедевонских песчаников м. Кибера и южной тектонической зоны о. Врангеля одинаков, можно предположить, что внутрибассейновое поднятие имело достаточно крупные размеры, или же представляло собой протяженную цепь островов.

Проведенный анализ выявил большое сходство в строении разрезов Чукотки, о. Врангеля и поднятия Менделеева: близкие интервалы отсутствия осадков; похожий состав песчаников и мелководные обстановки карбонатные для ордовика–силура и терригенные для девона. Для силурского времени более мелководные фации располагаются на востоке

как для поднятия Менделеева, так и для о. Врангеля, что для последнего подтверждается направлением сноса.

Этап элсмирских деформаций в раннем девоне фиксируется выпадением этой части разреза на поднятие Менделеева и накоплением кварцитовидных песчаников в мелководных условиях на о. Врангеля и немного более глубоководных на Чукотке, что свидетельствует об общей пенепленизации с формированием коры выветривания на прилегающей суще.

Для верхнего девона предполагается общий источник сноса для песчаников южной тектонической зоны о. Врангеля и Чукотки, представленный, вероятно серией островов, сложенных гранитоидами и метаосадочными породами.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РНФ № 20-17-00197. Сотрудники ГИН РАН обеспечены базовым финансированием по темам НИР № 0135-2019-0078 и 0135-2019-0050.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
2. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология // Министерство природных ресурсов РФ, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
3. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашиубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
4. Орадовская М.М., Обут А.М. Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова. Новосибирск: Наука. 1977. 221 с.
5. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд северо-востока Азии. Новосибирск: Наука. 1984. 190 с.
6. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнейчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.
7. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е. Тектоническая модель Южно-Ануйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 204–227.
8. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Гущина М.Ю. Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 3–18.

9. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
10. Тиболов И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и важнейшие проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
11. Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A., Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic): study of sea bottom dredged material // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 120. P. 23–44.
12. Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., Tolmacheva T., Kurilenko A., Raevskaya E., Rozhnov S., Petrov S., Korniychuk A. Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Marine Geology. 2019. Vol. 407. P. 148–163.
13. Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N., Kossovaya O.L., Filimonova T.V., Verzhbitsky V.E., Pokrovsky B.G., Vatrushkina E.V., Carboniferous carbonates rocks of the Chukotka fold belt: lithology, geochemical and isotopic data // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 120. P. 77–107.

И.С. Фельдман¹

Роль графитов в формировании и разрушении континентальной коры

Землетрясения и вулканизм наиболее ярко отражают современную активную жизнь нашей планеты. Основными энергетическими источниками этого являются гравитационная дифференциация и радиогенный разогрев в нижней мантии Земли. Непрерывно выделяемая при этом энергия затрачивается на преобразование верхних оболочек Земли. Генератором этих преобразований является глобальная конвекция в мантии, приводящая в движение «плавающие» жесткие литосферные плиты. Более молодые, относительно тонкие, океанические плиты имеют толщину 60–80 км и размеры в сотни км и перемещаются со скоростью несколько см в год. Наиболее древние, континентальные, имеют толщину 100–250 км, а размеры в тысячи км и перемещаются на порядок медленнее. Скорости и размеры плит отражают интегральный уровень энергетических затрат на их разрушение, как при столкновении, так и при распаде, т.е., фактически,

¹ ООО «ЕМГЕО», Москва, Россия

являются мерой геотектонической активности региональных тектонических подразделений. Однако структура и последовательность разрушений плит уже полностью определяется конкретными особенностями строения самих плит и, прежде всего, строением земной коры. В зонах сжатия и условиях напряженного состояния в квазислоистой модели, характерной для верхней и средней части земной коры, наиболее прочные прослои будут перемещаться по менее прочным (вязким), таким как соли и черные сланцы, формируя сдвиги и надвиги, а при торможении, горно-складчатые области. В зонах растяжения формируются рифты и троги, заполняющиеся осадочными породами с прослойми графитизированных органогенных образований, которые при погружении и возрастании температуры размягчаются, достигая, практически, нулевую вязкость и высокую электропроводность.

Разработана технология построения высокоточных геоэлектрических разрезов земной коры до глубины 40–50 км, позволяющая использовать геоэлектрические критерии для построения прогнозных природных моделей, контролирующих сейсмичность. Они основаны на фактически повсеместном распространении в верхней–средней части земной коры хорошо проводящих горизонтов и линейных объектов (разломов), сложенных органогенными отложениями, преобразованными в т.н. графитизированные сланцы. Графит как электронный проводник имеет низкое сопротивление и низкую вязкость и обладает замечательной способностью создавать обволакивающие пленочные межзерновые структуры любой размерности, обеспечивая их объемную высокую электропроводность и объемную, практически, нулевую вязкость.

Все остальные породы глубже кровли кристаллического фундамента, также прошедшие стадию начального метаморфизма, имеют высокие сопротивления, возрастающие с глубиной от 103 Ом до 105 Ом. Существенно возрастают также другие параметры, такие как скорости сейсмических волн (V_p , V_s), плотность (σ), вязкость (η) и т.н. сдвиговая добротность Q_m . Именно такие породы как экзогенного, так и эндогенного происхождения (карбонаты, доломиты, гранитоиды, интрузии, офиолиты и др.) создают жесткий каркас прочности кристаллической части земной коры. При наличии в этом каркасе прослоек пород с относительно более низкой вязкостью сдвиги более жестких блоков в условиях бокового сжатия происходят именно по контактам с ними. Именно процессы размягчения графитизированных пород в условиях постоянно действующих напряжений в земной коре и приводят к землетрясениям, которые являются причиной различных геотектонических преобразований земной коры. Но поскольку эти же породы имеют высокую электрическую проводимость (низкие сопротивления), то на фоне в целом высокоомных пород земной коры они достаточно ярко отражаются в результатах глубокого бурения и

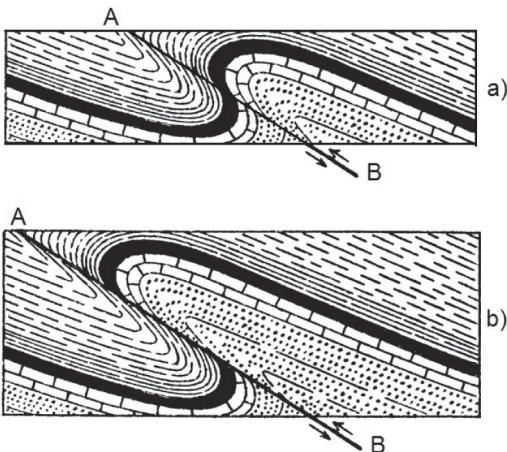


Рис. 1. Исходная геологическая модель формирования разрыва сплошности среды – модель флексуры, которая превращается во взбросо-надвиг

электромагнитных зондированиях земной коры, маркируя таким образом сейсмически опасные участки.

В докладе рассмотрены геоэлектрические модели земной коры, полученные нами по данным МТЗ для четырех регионов – там, где можно было сопоставить их с известными характеристиками сейсмичности: Алтая–Саянской области, Забайкальской троговой зоны, Воронежской антеклизы и Карелии. Во всех четырех регионах проводящие квазилинейные объекты отражают наличие графитизированных черно-сланцевых пород, хотя их глубина, возраст и геологическая история образования существенно отличается. Именно эти объекты совпадают с локализованными зонами высокой сейсмичности данных регионов, которые, в свою очередь, отражают известные для данных территорий глубинные разломы.

Основываясь на анализе сейсмических и геоэлектрических разрезов земной коры сейсмоопасных регионов, за исходную геологическую модель формирования разрыва сплошности среды берётся модель флексуры, которая превращается во взбросо-надвиг. На следующем этапе формируется плоскость скольжения взбросо-надвига, по которой происходит либо надвигание всей верхней части разреза, либо внедрение ограниченного по толщине жесткого блока (будина) с постепенным переходом через флексуру в квазиизогоризонтальный надвиг.

Такие структуры формируются, как правило, в глубоких предгорных прогибах на стыке геотектонических зон сжатия и расширения. Мы демонстрируем это на примере глубокого Байкало-Патомского прогиба, разделяющего Непско-Ботуобинскую антеклизу и Забайкальскую горно-складчатую область.

Анализ и природа ускоренных процессов преобразований наиболее полно рассмотрены в работах Е.В. Артюшкова, 2003 г. и В.Г. Трифонова,

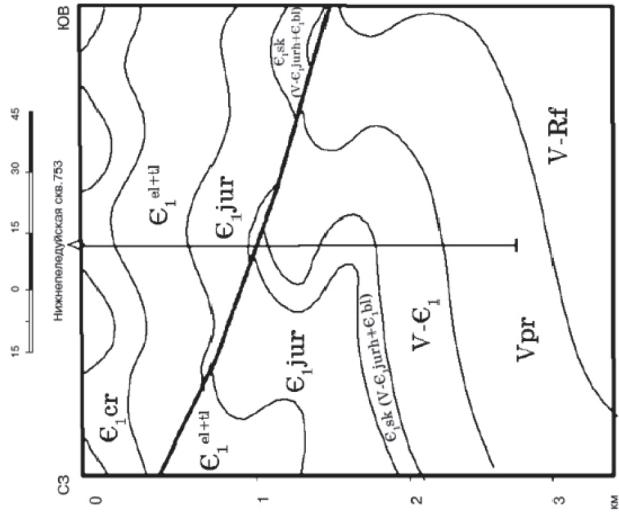


Рис. 2. Пример регистрации и интерпретации взбросо-надвиговых флексур: а – пример регистрации «удвоения» разреза каротажных данных на интервале 1.1–1.7 и 2.2–1.7 км; б – фрагмент геологической интерпретации строения Предратомского прогиба Сибирской платформы (по Захаряну А.З.)

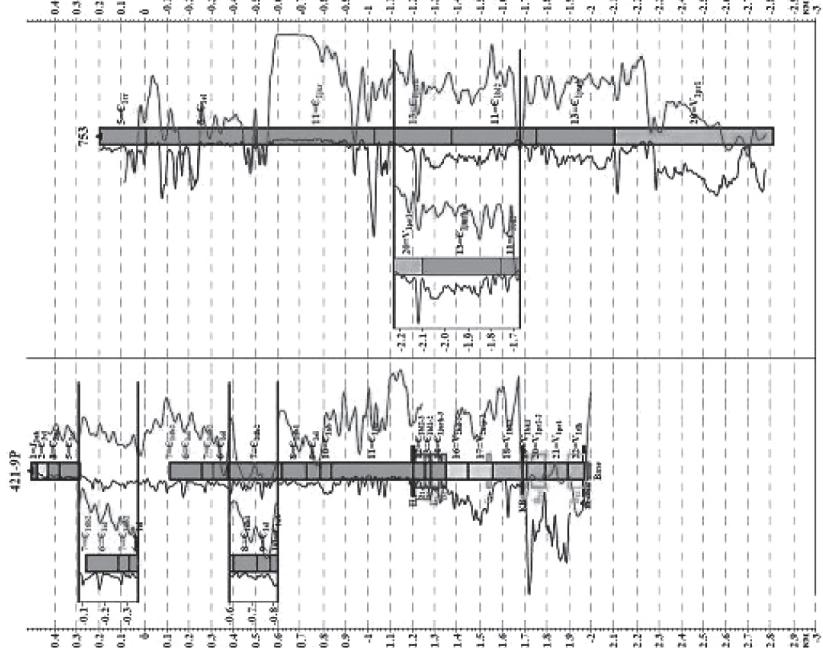


Рис. 5.11 Использование каротажных данных для определения интервала «удвоения разреза»

1991 г. [1, 2]. Им доказано, что в процессе геотектонических преобразований существуют временные интервалы со значительным увеличением скорости преобразований, на 3–5 порядков больше, чем скорости на тех же участках в предшествующие этим интервалам периоды, сопоставимые со скоростями платформ, что свидетельствует о резком размягчении литосферы в целом и на этих временных интервалах.

По нашему мнению, основным фактором (механизмом) быстрого размягчения литосферы и земной коры в ее составе, являются процессы графитизации органогенных образований, накопление которых происходит практически непрерывно в составе осадочных образований, начиная с позднего архея и по наше время.

Температурные диапазоны условий кинетической, физико-химической и динамической трансформации различных типов углеродистых веществ составляют: алмаз – 130–700 °C; графит – 150–840 °C; графитоподобный углерод – 100–690 °C; карбоноподобный углерод – 100–350 °C; стеклоуглерод и шунгит – 140–530 °C.

Надо заметить, что для всех механизмов максимум интенсивности этих преобразований приходится на диапазон температур 240–360 °C.

Уникальным фактором, способствующим формированию или изменению углеродистого вещества, является высокая чувствительность к изменению перечисленных выше условий, факторов и состояний геологической среды. Такие «стессовые» изменения, характерные для зон тектономагматической активизации земной коры, в зависимости от геологических условий могут иметь локальный характер. Однако локальные фазовые переходы, приводящие к резкому уменьшению вязкости в условиях регионального растяжения или сжатия, провоцируют быстрое распространение этих изменений по электрическим и теплопроводящим каналам внутри квазислоистой решетки графита и начинает срабатывать процесс скольжения вдоль всей площади промежуточного органогенного слоя.

Литература

1. Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 12. С. 39–56.
2. Трифонов В.Г. Общие черты и особенности современной геодинамики континентов // Геодинамика и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 144–160.

**Структурный контроль и тектонические поля напряжений
титан-ранненеокомовых орогенных золоторудных
месторождений западной части Кулар-Нерского террейна
(Северо-Восток России)**

Положение фанерозойских орогенных месторождений золота контролируется региональными разломами, где обычно проявлено несколько деформационных событий (до-, син- и послерудные). Установление синрудных тектонических структур, эволюции и динамических условий их формирования является критическим для понимания структурного контроля минерализации, правильного планирования поисковых и разведочных работ. В сообщении обсуждаются структурные характеристики и тектонические поля напряжений орогенных золоторудных месторождений и рудопроявлений (Базовское, Талалах, Мало-Тарынское, Нагорное, Хангалас, Дора-Пиль) Индигирского сектора Кулар-Нерского террейна (КНТ) и смежных с ним тектонических структур, расположенных на восточной погруженной окраине Сибирского кратона (рис. 1). Структурный план КНТ определяется линейными складками и разломами преимущественно СЗ ориентировки. Размещение орогенных золоторудных месторождений контролируется крупноамплитудными протяженными взбросо-надвигами (Адыча-Тарынский, Чай-Юреинский и Чаркы-Индигирский) и реже попоперечными сдвигами. Сдвиговые разрывные нарушения образуют закономерные динамопары с надвигами. В Адыча-Тарынском и Чай-Юреинском региональных разломах оруденение локализуется в их осевой части (месторождения Мало-Тарынское) и оперяющих структурах второго/третьего порядка (месторождения Базовское, Талалах, Дора-Пиль, Хангалас, Нагорное). Для Чаркы-Индигирского надвига обычны месторождения в СЗ продольных и реже в СВ попоперечных разломах, приуроченные к паравтохтону. Наиболее крупные месторождения представлены рудными телами типа минерализованных зон дробления (Базовское, Мало-Тарынское, Хангалас), остальные кварцево-жильными телами линзовидной формы (Нагорное) или согласными жилами в замках и на крыльях складок (Дора-Пиль, Талалах).

Изучение строения месторождений, реконструкции тектонических полей напряжений, а также новые результаты датирования месторождений и пространственно сближенного магматизма комплекса малых интрузий

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

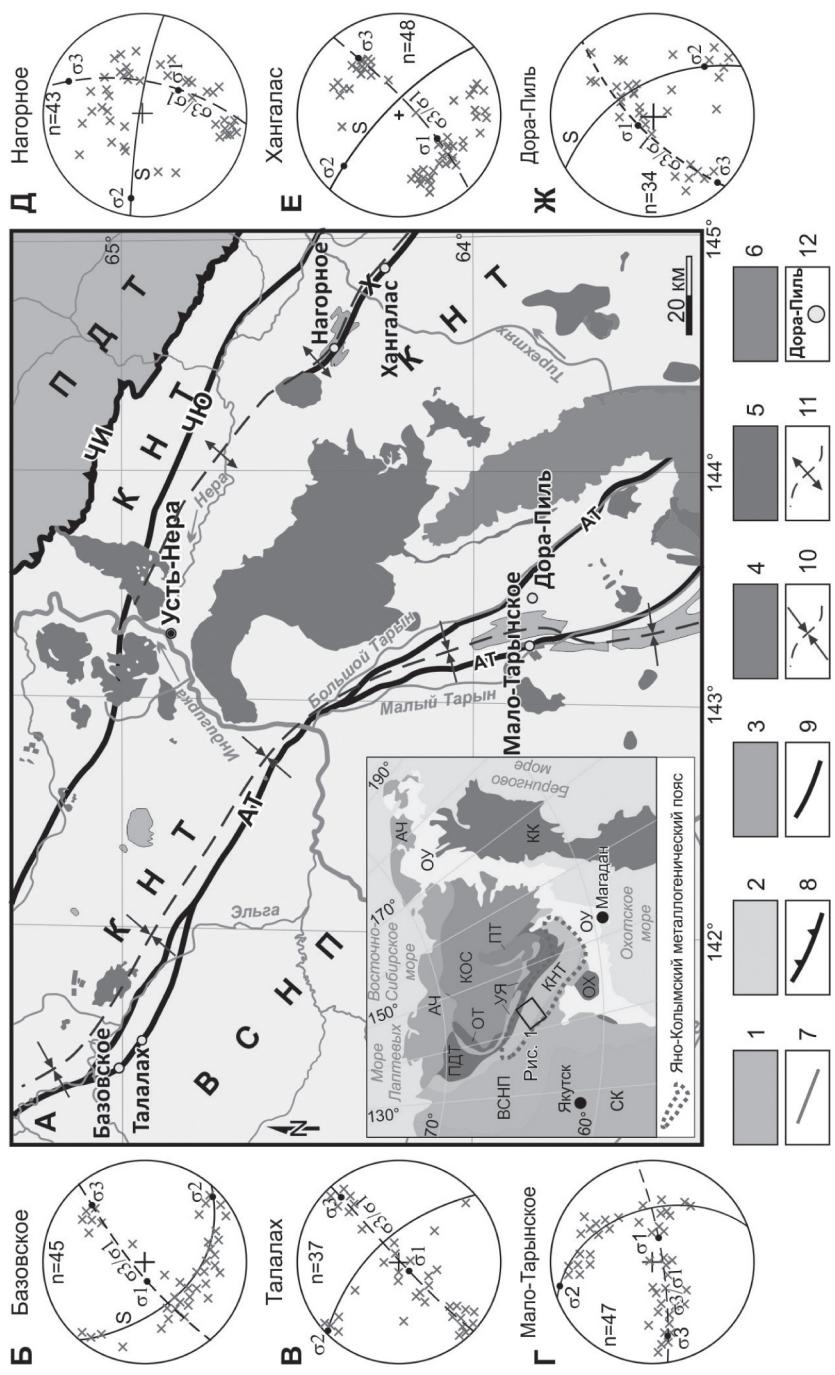
позволили выделить несколько деформационных событий и определить их связь с геодинамическими процессами на северо-восточной окраине Сибирского кратона. Ранние прогрессивные деформации характеризуются развитием изоклинальных и сжатых складок СЗ ориентировки, надвигов ЮЗ вергентности и сопряженных поперечных СВ сдвигов, межслоевых срывов и кливажа. Складки наклонные и лежачие с горизонтальными шарнирами. При этом ранние складки коаксиально изгибаются в условиях прогрессивной деформации. Поздние складки – линейные концентрического типа с преобладающим северо-западным простиранием и юго-западной вергентностью. Как ранние, так и поздние складки и ассоциирующие с ними структуры образовались при СВ-ЮЗ ориентировке оси σ₃ и близвертикальной оси σ₁. Эти структуры сшиваются позднеюрскими дайками от основного до кислого состава (151–145 млн лет, U-Pb данные по цирконам, SHRIMP II [4]) и позднеюрскими–раннеловыми гранитоидами (144.5–143 млн лет, U-Pb данные по цирконам, SHRIMP II [1]; 143–137 млн лет, Ar-Ar данные по биотиту [5]) комплекса малых

Рис. 1. Схема геологического строения Индигирского сектора Кулар-Нерского террейна (А), стереографические проекции золотоносных кварцевых жил орогенных месторождений Базовское (Б), Талалах (В), Мало-Тарынское (Г), Нагорное (Д), Хангас (Е) и Дора-Пиль (Ж).

1–3 – терригенные отложения: 1 – юрские, 2 – триасовые, 3 – верхнепермско-нижнетриасовые; 4 – верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения; 5 – гранитоиды; 6 – дациты Тарынского субвулкана, 7 – дайки; 8, 9 – разрывные нарушения: 8 – Чаркы-Индигирский (ЧИ) надвиг, 9 – разломы: АТ – Адыча-Тарынский, ЧЮ – Чай-Юреинский, Х – Хангасский; 10 – ось Тарыно-Эльгинского синклиниория; 11 – ось Нера-Омчугского антиклиниория; 12 – месторождения и их названия.

На врезке показано положение района работ, по [3], с изменениями и дополнениями: СК – Сибирский кратон, ВСНП – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, КНТ – Кулар-Нерский террейн, ПДТ – Полоусно-Дебинский террейн, ОТ – Омулевский террейн, ОХ – Охотский кратонный террейн, ПТ – Приколымский кратонный террейн, УЯ – Уяндино-Ясачненская вулканический пояс, КОС – Колымо-Омолонский супертеррейн, АЧ – Арктический и Чукотский террейны, ОУ – Охотско-Чукотский и Удско-Мургальский вулканические пояса; мезозойско-кайнозойские орогены: КК – Корякский и Камчатско-Курильский.

На стереографических проекциях показано: сплошной линией – проекции рудоконтролирующих разломов S; пунктирной линией – плоскость σ₃/σ₁; красными крестиками – полюса золотоносных кварцевых жил. Построения выполнены на верхней полусфере сетки Вульфа



магматических тел. Можно предположить, что проявления описанных прогрессивных складчато-надвиговых деформаций имели место не позже конца позднеюрской эпохи (титонский век) в ходе одного тектонического режима при фронтальном сближении Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Сибирского кратона.

Выполненные наблюдения за строением жильного типа рудных тел, массовые замеры элементов залегания кварцевых жил ($n > 5000$) орогенных месторождений и рудопроявлений и их анализ на стереографических проекциях показали закономерное положение полосов кварцевых жил относительно проекций рудоконтролирующих надвигов и плоскости σ_3/σ_1 (рис. 1). Для рудного этапа устанавливается региональное взбросо-надвиговое поле тектонических напряжений, СВ-ЮЗ близвертикальное положение плоскости σ_3/σ_1 , с пологим погружением σ_3 и крутым – σ_1 . На ряде месторождений, где проявлены наложенные поздние деформации, положение σ_3/σ_1 изменяется от субширотного (месторождение Мало-Тарынское, рис. 1, Г) до меридионального (месторождение Нагорное, рис. 1, Д). Близкий к внедрению и остынию комплекса малых магматических тел возраст установлен для тектонотермальных событий, проявленных при гидротермальных процессах на золоторудных месторождениях Базовское и Мало-Тарынское (148 млн лет, Re-Os данные по золоту [2]) и Хангалас (137 млн лет, Re-Os данные по золоту [2]).

Широко проявлены послерудные деформации – вначале левые, а затем правые сдвиги вдоль разломов С3 ориентировки, обусловленные готерив-позднемеловыми орогенными процессами в тылу Удско-Мургальской и Охотского-Чукотской магматических дуг. С левосдвиговыми движениями ассоциируют складки северо-восточного простирания различного морфологического типа – от открытых симметричных до сжатых опрокинутых. Они быстро затухают при удалении от надвигов и взбросов. Шарниры складок погружаются под углами от 20° до 80°. Кливараж, связанного со складками северо-восточного простирания не установлено. Эти структуры формировались при доминирующем близгоризонтальном положении σ_3/σ_1 , 3-В ориентировке σ_3 и С-Ю – σ_1 . С поздними правосдвиговыми деформациями ассоциируют близширотные симметричные, реже асимметричные складки конического и цилиндрического типов, а так же плитчатый и скорлуповато-плитчатый кливаж, наложенный на региональный кливаж северо-западной ориентировки. Обычно в обнажениях проявлен один тип кливажа, реже можно наблюдать два пересекающихся кливажа. Правосдвиговые движения по С3 разломам происходили при преобладающей С-Ю ориентировке σ_3 , близширотной – σ_1 и близгоризонтальном положении σ_3/σ_1 .

Новые данные о структурном контроле, возрасте комплекса малых интрузий и пространственно сближенного орогенного золотого оруденения

Кулар-Нерского террейна, установленный компрессионный режим рудообразования свидетельствуют о формировании орогенного оруденения в интервале 148–137 млн лет назад (конец поздней юры – начало раннего мела) субсинхронно финальному импульсу внедрения/остывания магматических комплексов малых интрузий в конце позднеорогенных событий на северо-восточной окраине Сибирского кратона.

Литература

1. Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Яковлева К.Ю. U-Pb возраст и природа гранитоидов малых интрузий Яно-Колымского металлогенического пояса: роль кислого магмата в локализации золотого оруденения // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы XI Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Издательский дом СВФУ. 2021. С. 257–261.
2. Фридовский В.Ю., Горячев Н.А., Крымский Р.Ш., Кудрин М.В., Беляцкий Б.В., Сергеев С.А. Возраст золотого оруденения Яно-Колымского металлогенического пояса, Северо-Восток России: первые данные Re-Os изотопной геохронологии самородного золота // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 4. С. 18–32.
3. Goryachev N. A., Pirajno F. Gold deposits and gold metallogeny of Far East Russia // Ore Geol. Rev. 2014. Vol. 59. P. 123–151.
4. Fridovsky V.Y., Yakovleva K.Y., Vernikovskaya A.E., Rodionov N.V., Vernikovsky V.A., Matushkin N.Y., Kadilnikov P.I. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana–Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian craton: geochemical, petrologic, and U–Pb zircon data // Minerals. 2020. Vol. 10. № 11. P. 1–27.
5. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. P. 167–170.

Строение Зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волго-Уралия и Фенноскандия в составе Восточно-Европейской платформы

Фундамент (консолидированная кора AR-PR возраста) Восточно-Европейской платформы или континента Балтика, возник в результате коллизии Сарматского, Волго-Уральского и Фенноскандинавского микроконтинентов [5]. Рассмотрено строение их разделяющего Хоперского аккреционно-коллизионного орогена. Южнее расположен Центрально-Прикаспийский геоблок остаточного океанического бассейна.

Кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы залегает на глубинах от 0–1.5–2.0 км до 10–15 км. Мощность ее земной коры по материалам глубинных сейсмических зондирований изменяется от 35 до 55 км. Большой мощностью обладают антеклизы и щиты, уменьшенной – глубокие прогибы [2]. При его изучении используется два метода – геофизический и геологический. Геофизический (трансекты ЕВ-1, ТАТСЕЙС, Магнит) использовался для изучения современного состояния консолидированной коры, отраженного в геофизических полях и сейсмических горизонтах. Он позволил детализировать районирование территории и доказать тектоническую расслоенность литосферы [1]. Геологический метод показал площадное распространение комплексов пород, их возраст, степень метаморфизма [5].

Задачей предлагаемой работы была попытка использовать результаты этих двух подходов, расшифровать палеоструктуру консолидированной коры рассматриваемого региона, оценить влияние на ее изменения последующих вендско-кайнозойских процессов коллизий и распадов континентов. Методом исследования являлся комплексный анализ геологических и геофизических данных, связи данных поверхностного картирования с глубинным строением территории. Кроме того, учтено то, что сейсмические разрезы фиксируют только современное строение коры (последние этапы их тектонической эволюции) и в меньшей степени несут информацию о более древних этапах развития территории. Для правильной интерпретации геофизических данных был проанализирован возраст разрывных нарушений.

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской Академии наук, Москва, Россия

Сложности в изучении Восточно-Европейской платформы связаны с тем, что в современной структуре ее территория сохранилась не полностью. Ее восточный край граничит с Уральской складчатой областью герцинского возраста. Эта территория, начиная с рифея, по крайней мере, трижды подвергалась существенной деструкции: во время распада Родинии и отделения Балтики от Сев. Америки; во время тиманской орогении, когда часть ее территории была субдуцирована; и при рифтогенезе во время заложения варисцийского Уральского палеоокеана. Территория Сарматии и Фенноскандии также подвергалась существенной переработке при заложении кадомских, каледонских, варисийских и альпийских структур. Хоперский (Волго-Донской) палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген представляет собой зону коллизии Фенносканди-навского, Сарматского и Волго-Уральского архейских континентальных блоков. Ранее была установлена его аккреционная природа между Сарматией и Волго-Уралией [4].

Проведенные нами исследования позволили существенно детализировать внутреннее строение Хоперского орогена, протянуть на север и показать его единство с раннепротерозойским орогенным поясом Карелии и Ветряного пояса (рис. 1). На юге ороген состоит из серии тектонических пластин, частично субдуцированных под раннепротерозойскую островную дугу. Такое строение типично для аккреционных призм островных дуг. В серии этих пластин степень метаморфизма пород уменьшается снизу вверх. Чем выше структурное положение тектонической пластины, тем ниже степень метаморфизма. В результате на территории Хоперского блока породы имеют палеотипный облик. Тип Лосевской островной дуги не очень ясен. Возможно, это была дуга андийского типа, возникшая на краю Сарматского континента. Однако этому противоречит интенсивный метаморфизм пород ее западного фланга (донская серия). Не исключено, что эта область интенсивно метаморфизованных пород фиксирует зону коллизии Сарматского континента и Лосевской островной дуги. При этом породы вышележащей воронежской свиты образуют неоавтохтон, представленный молассами орогенной впадины. Не исключено также, что постепенное увеличение мощности аккреционного клина Лосевской островной дуги, привело к поднятию и частичному надвиганию дуги на Сарматский континент. При этом сформировался преддуговой краевой прогиб, заполненный молассами воронежской свиты. В пользу такой точки зрения свидетельствуют протрузии офиолитов в воронежской свите. Скорее всего, эти протрузии являются сохранившимися фрагментами океанической коры окраинного бассейна, некогда отделявшего Лосевскую островную дугу от Сарматского континента. Терригенные породы воронцовской серии, слагающие большую часть Волго-Донского орогена, по формационным признакам представляют собой флиш континенталь-

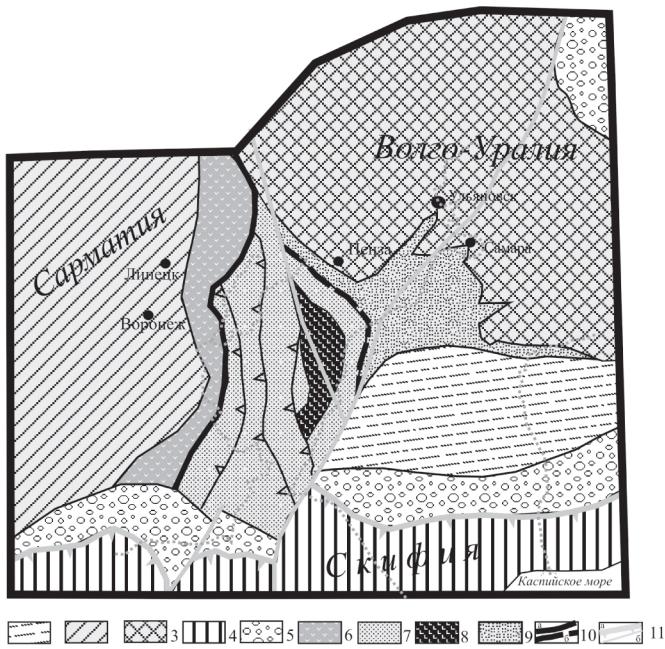


Рис. 1. Тектоническая схема строения Хоперского орогена

1 – Прикаспийский остаточный океанический бассейн; 2 – Сарматия; 3 – Волго-Урал, 4 – варисцийский микроконтинент Скифия; 5 – молассы варисцид; 6–10 – Хоперский (Волго-Донской ороген): 6 – Лоссевская островная дуга; 7 – метатерригенные породы аккреционной призмы (флиш воронцовской серии); 8 – базальты океанического типа терсинской серии; 9 – осадки шельфа Волгоуралии (мелководные фации воронцовской серии); 10 – зона субдукции (а), основание аккреционной призмы (б); 11 – фронт варисцийской складчатости (а), разломы варисцийского возраста (б)

ного склона пассивной окраины Волго-Уральского микроконтинента. По всей вероятности, в восточной части развиты фации проксимальной части склона, залегающие на архейском фундаменте. Западнее, где в составе тектонических пластин и чешуй появляются метавулканиты, вероятнее всего развиты флишевые дистальные фации континентального подножия. При этом метавулканиты терсинского комплекса характеризуют породы дна океанического бассейна, некогда разделявшего Сарматский и Волгоуральский микроконтиненты. Севернее эта структура перекрыта мощным чехлом отложений Московской синеклизы и Хоперский ороген прослеживается только в виде сuture, возможно, из-за воздействия Свеконвежской ороении 1660–1552 млн лет при формировании супер-

континента Родиния. Севернее Хоперский ороген вновь доступен для изучения (трансект ЕВ-1). Усложняется его структура, он разворачивается под острым углом на юго-восток, сливаясь с Ветряным поясом. На юго-востоке его снова можно изучать (трансек ТАТСЕЙС). При развороте пояса значительно усиливается метаморфизм пород, что препятствовало ранее объединению Хоперского орогена с Карельским и Ветряным поясами. Но деформации произошли позднее при закрытии палеоокеана, некогда отделявшего Сарматию и Фенноскандию от Волго-Ураллии. Его следы сохранились лишь в Прикаспийском остаточном бассейне [3]. Интенсивный метаморфизм, по всей вероятности, ранее препятствовал объединению отдельных отрезков этой гигантской структуры, сопоставимой по своему масштабу с поясом каледонид.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы М.: Изд-во ГЕОКАРТ, ГЕОС. 2010. 400 с.
2. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе ТАТСЕЙС-2003, пересекающем Волго-Уральскую провинцию // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–20.
3. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Постникова И.С. Особенности строения и развития юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины в позднем докембре – раннем палеозое // Геотектоника. 2020. № 5. С. 29–54 DOI: 10.31857/S0016853X20050057
4. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
5. Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE|East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences // E. Scott. Elsevier, Elsevier. 2016. P. 1–18. doi: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X.

Гранитоиды южной части Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): новые U-Pb и Sm-Nd изотопные данные, петрогенетические и геодинамические следствия

Главный колымский батолитовый пояс – один из крупнейших на Северо-Востоке Азиатского континента. Его протяженность составляет около 1100 км, а время формирования охватывает период с 154 до 147 млн лет [1]. Гранитоидные батолиты прорывают в основном триасово-юрские терригенные отложения верхоянского комплекса, испытавшие в конце мезозоя складчато-надвиговые дислокации.

Традиционно формирование гранитоидов Главного батолитового пояса связывается с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского кратона, чему есть вполне весомые свидетельства. Однако, синхронность гранитоидного магматизма с формированием осадочно-вулканогенных толщ Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, примыкающей к батолитовому поясу с востока, а также отсутствие в гранитах унаследованных цирконов и некоторых других типоморфных признаков, поставило под сомнение коллизионную природу гранитоидов [1, 2].

Нами получены новые U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по нескольким гранитоидным plutонам, расположенным в южной части Главного батолитового пояса, которые позволяют в общих чертах обсудить вопрос источников салических (гранитоидных) магм и геодинамические условия формирования гранитоидов.

Изученные нами plutоны (Нельканский, Мяунжинский, Мазуровский, Делянкирский шток, Чьорго, Трубный, Большие пороги, Северный Большой Аначаг, массивы г. Столовой и г. Одинокой, Южно Мяkitский шток), согласно существующим представлениям, подразделяются на I- и S-типы. К I-гранитам отнесены равномерно-зернистые амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты, к S-гранитам – порфировидные (Kfs) биотитовые граниты, преобладающие в южной части батолитового пояса. Кроме отсутствия амфибала, в них отмечаются индикаторные минералы, такие как гранат и кордиерит, однако их количество невелико и обнаружены они не во всех массивах, что согласуется с относительно невысокой глиноземистостью гранитов этого типа. К минералогическим особенностям гранитоидов, как I- так и S-типа можно отнести отсутствие в их составе

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

² Бурятский государственный университет, Улан-Удэ, Россия

сфена, предельно малое содержание железо-окисных минералов, а также ассоциацию циркона и апатита почти исключительно с биотитом, в котором они образуют минеральные включения.

В строении крупных плутонов выделяются две-три петрографические разновидности пород, из которых одна, как правило, является доминирующей. Принадлежность этих разновидностей к самостоятельным интрузивным фазам вполне вероятна, но не исключены и фациальные соотношения.

Характерной особенностью S-гранитов является обилие в них ксеногенного материала. В разной степени переработанные ксенолиты встречаются во всех массивах, в том числе и в I-гранитах, но в некоторых массивах S-типа (Трубный, Большие пороги) их количество особенно велико и, что особенно важно, состав достаточно разнообразен, что указывает на их разное происхождение. Не вызывает сомнений происхождение многочисленных ксенолитов роговиков, особенно в краевых частях массивов, которые идентичны роговикам, развитым в экзоконтактовых зонах гранитоидных плутонов. В некоторых случаях (Большие пороги) более широко распространены ксенолиты серых мелкозернистых пород с вкрапленниками (?) или порфиробластами (?) плагиоклаза, иногда афировых, с Qtz-Pl-Kfs-Bt основной массой гранитного или гранодиоритового состава, имеющие, судя по всему, магматическое происхождение. По существу, от вмещающих крупнозернистых порфировидных (Kfs) биотитовых гранитов они отличаются лишь мелкозернистой структурой, за счет чего выглядят в обнажениях более темными. На магматическое происхождение этих ксенолитов указывает и наличие в них других ксенолитов (т.е. ксенолит в ксенолите), в том числе явно метаморфических тонкополосчатых Amph-Bt гнейсов и скарноидов. Указанные особенности допускают два варианта интерпретации: а) данные ксенолиты являются более глубинными, по сравнению с роговиками и, возможно, представляют собой «древние» магматические образования кристаллического фундамента; б) представляют собой продукты ранней кристаллизации того же самого салического расплава, что и вмещающие их граниты, в том числе, из зоны эндоконтакта. Об этом свидетельствует минералогическое и петрохимическое сходство с вмещающими гранитами. Подобного рода образования принято называть «автолитами» [3].

Ксенолиты высокометаморфизованных пород, типа Amph-Bt гнейсов, встречаются и в собственно гранитах, что с одной стороны указывает на предполагаемый источник исходного расплава, а с другой, хотя и косвенно, но подтверждает «автолитовую» природу описанных выше магматических включений.

Химический состав рассматриваемых гранитоидов, включая I- и S-типы, варьирует от гранодиоритов до гранитов с редкими отклонениями

в сторону повышенной щелочности и кремнекислотности (граносиениты, субщелочные лейкограниты). Те и другие (I-, S-типы) принадлежат к высококалиевоизвестково-щелочной серии, индекс насыщения глиноземом (A/CNK) варьирует от 1.0 до 1.2, при этом S-граниты немного более глиноземистые, по сравнению с гранитами I-типа. На большинстве вариационных диаграмм соотношения петрогенных оксидов с SiO_2 поля I- и S-гранитов полностью перекрываются, за исключением P_2O_5 , содержание которого в S-гранитах в среднем выше. Основываясь на ограниченных данных, можно сделать вывод, что главное отличие I- и S-гранитов, кроме минералого-петрографического, заключается в более широких вариациях содержания SiO_2 в I-гранитах, вероятно связанных с большей степенью дифференциации исходно более «основного» расплава, тогда как S-граниты менее дифференцированы.

Распределение РЗЭ в гранитоидах I- и S-типов имеет много общего: ЛРЗЭ преобладают над тяжелыми РЗЭ – $\text{La/Yb}_{(n)} = 4–8$; $\text{Eu/Eu}^* = 0.36–0.75$; $\text{La/Sm} = 1.54–3.09$; $\text{Gd/Yb} = 1.18–1.84$, при сумме РЗЭ от 105 до 250 г/т. Отличие между Amph-Bt и Bt гранитами (I- и S-тип соответственно) заключается лишь в немного большем среднем содержании РЗЭ в S-гранитах – 180 г/т, против 124 г/т в первых. На графиках распределения литофильных элементов, нормированных по валовой коре, отчетливо проявлены минимумы по Ba, Sr, Eu и Ti, что вероятно отражает устойчивость плагиоклаза и Ti-содержащих фаз в области плавления.

Изотопные характеристики I- и S-гранитов также перекрываются: $\varepsilon\text{Nd}_{(T)}$ варьирует от -15 до -2, а двухстадийный модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2}) = 2.68–1.12$ млрд лет; $I_{\text{Sr}} = 0.708–0.712$. Столь широкие вариации изотопных характеристик с одной стороны, вероятно отражают гетерогенность корового протолита гранитоидов, а с другой – указывают на отсутствие или малую долю ювелирного компонента в источнике магм.

U-Pb изотопный возраст (циркон, LA-ICP-MS, Улан-Удэ) гранодиоритов Мазуровского массива I-типа составляет 149.2 ± 7.2 млн лет; S-гранитов массива Большие пороги – 152.9 ± 3.4 млн лет, что перекрывается в пределах погрешности определения и согласуется с U-Pb изотопно-геохронологическими данными, опубликованными ранее [1, 2].

Полученные новые данные по геологическому строению, вещественному составу и изотопному возрасту гранитоидов южной части Главного батолитового пояса позволяют сделать следующие выводы.

Несмотря на минералого-петрографические различия, выделенные в южной части Главного батолитового пояса граниты S- и I-типов обнаруживают очевидное сходство макро- и микроэлементного, изотопного состава и возраста, что, по-видимому свидетельствует об их образовании за счет изотопно гетерогенного древнего (>1.0 млрд лет) метатерригенного источника с минимальной долей ювелирного компонента.

Отличие амфибол-биотитовых гранитов и гранодиоритов от преобладающих биотитовых гранитов могло быть связано с большей степенью плавления при формировании исходных магм I-типа.

Постдеформационный характер гранитоидов, пространственная сопряженность с терригенными отложениями Верхоянской пассивной окраиной Сибири, испытавшей складчато-надвиговые деформации в конце мезозоя, ксенолиты метатерригенных пород в гранитоидах, отсутствие или незначительная доля ювенильного компонента в источнике магм, свидетельствуют, на наш взгляд, о коллизионной природе гранитоидов Главного батолитового пояса.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № (№ 20-05-00344).

Литература

1. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
2. Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В. и др. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar геохронологические данные // Докл. РАН. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.
3. Didier J., Barbarin B. Enclaves and Granite Petrology. 1991. Developments in Petrology, 13. Elsevier, Amsterdam. 625 p.

Н.П. Чамов¹, С.Ю. Соколов¹

Атлантико-Арктическая рифтовая система: строение и направленность развития

Атлантико-Арктическая рифтовая система (AAPC) включает Срединно-Атлантический хребет и хребет Гаккеля (рис. 1). Вдоль простирания рифтовая система разбита многочисленными трансформными разломами. Преимущественное развитие получили левосторонние сдвиги с очень широким спектром амплитуд. Для крупных (демаркационных) разломов характерны проявления сейсмичности с максимальным энерговыделением и реализацией сдвигового механизма [1, 2, 8]. Переход от Атлантической к Арктической части рифтовой системы обнаруживает

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

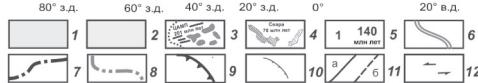
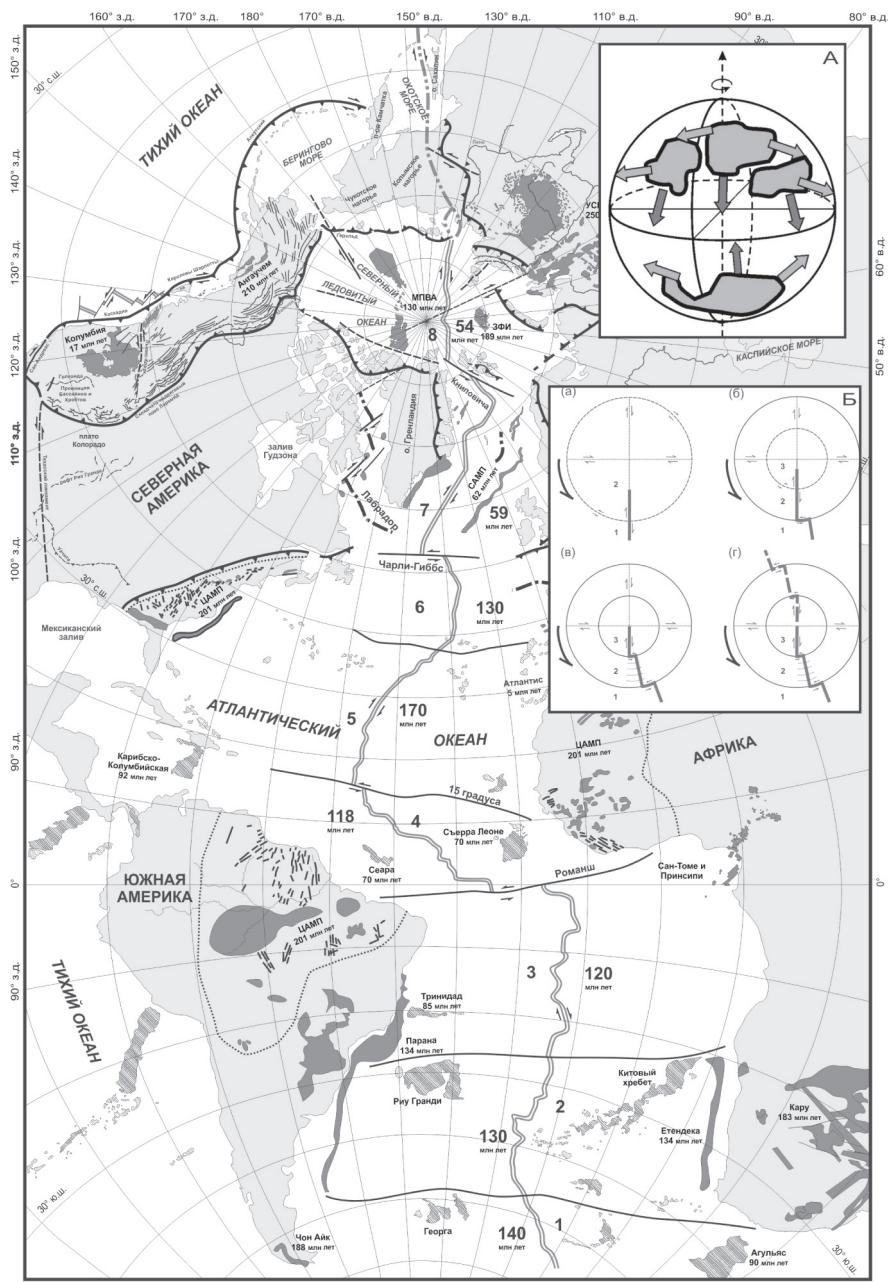
наиболее глубинное заложение дизъюнктивных нарушений (сейсмические события глубже 35 км). Анализ отношения сейсмических скоростей V_p/V_s в мантии по данным сейсмотомографии показал, что «холодные» аномалии в мантии в интервале глубин от 300 до 600 км приурочены именно к областям пересечения ААРС демаркационными разломами [5]. Эти аномалии трактуются в рамках термальной интерпретации аномалий скоростей и соответствуют минимумам геодинамической подвижности среды [4, 8].

Латеральные смещения по демаркационным разломам делят ААРС на ряд сегментов. По времени начала спрединга вдоль простирания ААРС отчетливо выделяются две группы сегментов – с 5 по 8 и с 1 по 4 (рис. 1). История развития первой группы охватывает все время раскрытия Атлантики, а раскрытие сегментов второй группы тяготеет к середине общего временного интервала. В каждой из групп значения времени начала спрединга образуют монотонно возрастающие последовательности, которые отражают общее развитие рифтогенеза в сторону Северного полюса.

Тесная пространственная связь развития ААРС с доспрединговыми магматическими провинциями свидетельствует о длительном – от инициации внутриконтинентального рифтинга до начала спрединга – динамическом воздействии на определенные области литосферы. Это же воздействие продолжилось и после начала спрединга и отражено в развитии синспрединговых магматических провинций вдоль траектории роста рифтовой системы.

Закономерности развития ААРС указывают на существование физических факторов планетарного масштаба и их продолжительное, если не постоянное, влияние на геологическую среду. К числу таких факторов относится динамическая система напряжений, связанная с вращением Земли. Авторы полагают, что развитие ААРС с юга на север и закономерное появление характерного набора структур в каждом новообразо-

Рис. 1. Схема строения ААРС в проекции Хотина, по [8], с дополнениями: 1 – суши; 2 – акватории; 3, 4 – магматические провинции и время начала их формирования: 3 – доспрединговые, 4 – синспрединговые; 5 – номер сегмента ААРС и время начала его раскрытия; 6, 7 – спрединговые хребты: 6 – активные, 7 – отмершие; 8 – линия рифтогенеза и повышенной сейсмичности; 9, 10 – надвиги: 9 – региональные, 10 – локальные; 11 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – сдвиги. А. Схема тенденций перемещения асимметрично распределенных на поверхности вращающегося сфераоида масс по [5]. Б. Схема последовательного заложения левосторонних широтных сдвигов в меридиональных рифтовых структурах (северная полярная проекция)



ванном сегменте обусловлено влиянием ротационного фактора, который обеспечивал устойчивое динамическое воздействие на литосферу и поддержание тектонического режима в структуре планетарного масштаба на протяжении по крайней мере 170 млн лет геологической истории.

В общем смысле влияние ротационного фактора на литосферу основано на стремлении ее тектонически расслоенных фрагментов к равновесному относительно текущих параметров вращения состоянию после глобального изменения этих параметров – угловой скорости и положения оси вращения. Это изменение происходит из-за процессов в ядре Земли, которые связаны с перемещением в жидком ядре масс, многократно превышающих массу литосферной оболочки, и поэтому имеющих приоритет в причинно-следственной цепочке [6]. Физические основы процесса реакции поверхностных масс на изменение режима вращения рассмотрены в [5] и сводятся к следующему. Массы твердых оболочек Земли, распределенных асимметрично относительно оси вращения сфероида, стремятся занять положение, при котором тензор инерции имеет диагональный вид. Это достигается сочетанием двух видов движения: по направлению к экватору с возрастанием главной осевой компоненты тензора инерции и перераспределению масс вдоль экватора с уменьшением тангенциальных компонент тензора инерции (рис. 1, врезка А). Тектоническим следствием процесса является развитие характерного набора сопряженных структур, которые и определяют структурную организацию ААРС.

Общую последовательность развития рифтовой системы можно представить следующим образом (рис. 1, врезка Б). На некотором этапе роста рифта вкрест его простиранию возникает субширотно ориентированная ослабленная зона (а). Превышение предела прочности приводит к левостороннему смещению смежных сегментов 1 и 2 по трансформному сдвигу, возникающему на месте ослабленной зоны (б). Дальнейшая проградация меридиональной структуры приводит к заложению новой субширотной ослабленной зоны с последующим смещением по ней смежных сегментов 2 и 3 (в).

В соответствии с ротационной моделью развития рифтовых систем полюсобежное движение литосферных масс обеспечивает возможность роста в северном направлении меридиональных рифтов, однако не способствуют дальнейшему развитию рифта после достижения полюса. В то же время, в Арктическом регионе широко развиты рифтогенные структуры, ориентированные преимущественно по долготе. Исходя из природы ротационного фактора, можно предположить их встречное развитие с сопутствующим затуханием динамики в околополюсном пространстве.

Особый интерес представляет Охотско-Верхоянская рифтовая система, которую рассматривают как центральный сегмент гигантского активного

в настоящее время Арктико-Азиатского сейсмического пояса, соединяющего проявления сейсмичности в Северном Ледовитом и Тихом океанах [3, 6 и др.]. Отсутствие геодинамического мотива для проградации ААРС в сторону Охотоморских структур в сочетании с прекрасно развитыми к настоящему времени рифтогенными субмеридиональными структурами в Охотском море, на хребте Черского, на шельфе моря Лаптевых позволяют рассматривать их в составе встречной по отношению к ААРС рифтовой системы. В рамках аналоговой модели рассматриваемая рифтовая система, развиваясь в сторону полюса, проявляет все черты ААРС как ее структурный, но более молодой аналог (см. рис., врезка Б, г).

Литература

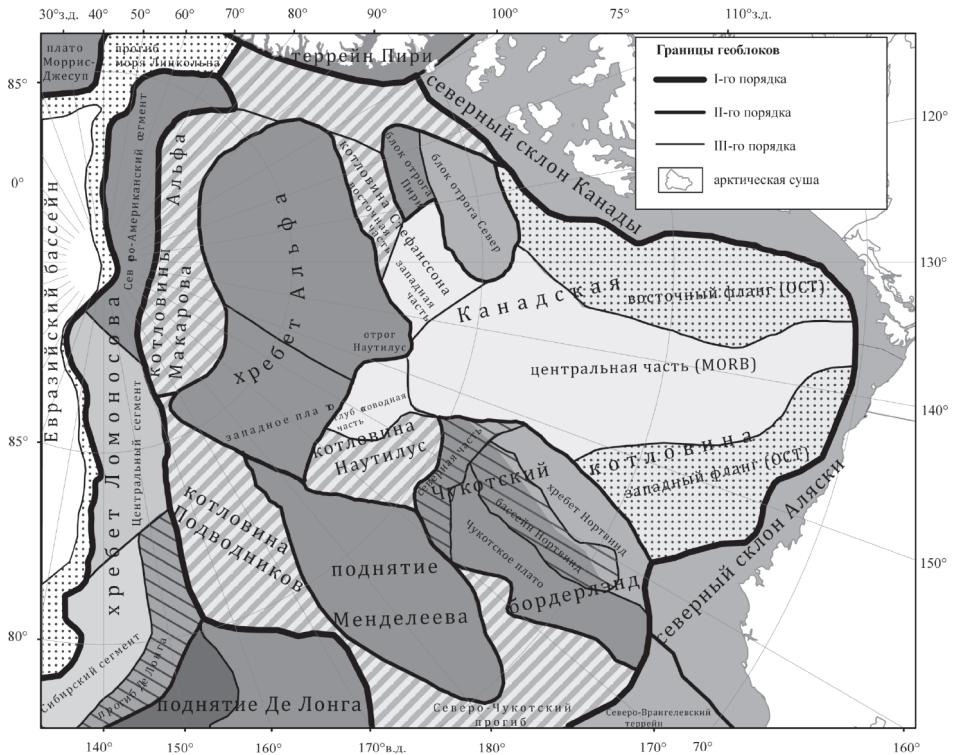
1. Болдырев С.А. Сейсмогеодинамика Срединно-Атлантического хребта. М.: МГК, 1998. 124 с.
2. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю. Геодинамика трех контрастных типов магматизма океана и их отражение в данных сейсмотомографии // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 655–672.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козымин Б.М. Сейсмотектоника Якутии / Под ред. Г.С. Гусева. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
4. Соколов С.Ю. Атлантико-Арктическая рифтовая система: подход к геодинамическому описанию по данным сейсмической томографии и сейсмичности // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 79–88.
5. Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика экваториального сегмента Атлантики. М.: Научный мир, 2018. 269 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 618).
6. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестник РАН. 2018. Т. 88. № 1. С. 33–39.
7. Cook D., Fujita K., McMullen C.A. Present-day plate interactions in North Asia: North American, Eurasian, and Ochotsk plates // J. Geodynamics. 1986. N. 6. P. 33–51.
8. Sokolov S., Chamov N., Khutorskoy M., Silantiev S. Intensity indicators of geodynamic processes along the Atlantic-Arctic rift system // Geodynam. Tectono-phys. 2020. Vol. 11. N. 2. P. 302–319.

Новая тектоническая схема Амеразийского бассейна

В 2020–21 гг. в ФГБУ «ВНИИОкеангеология», в рамках государственного задания, на основе интерпретации новейших геолого-геофизических данных и анализа публикаций выполнялась работа по построению обновленной модели тектонического строения Амеразийского бассейна (АБ) Северного Ледовитого океана (СЛО), выяснению вероятного генезиса его отдельных геоструктур и взаимоотношения между ними. На основе систематизации и увязки цифровых материалов сейсморазведки МОВ ОГТ в СЛО в ПО IHS Kingdom был сформирован массив, включающий 68 глубинных и 170 временных разрезов (результаты отечественных и зарубежных экспедиций). Выполнена интерпретация 53 разрезов в АБ с выделением тектонических нарушений разной кинематики, указывающих на условия формирования геоструктур разных рангов. Для установления этапности формирования геоструктур, на разрезах выделены и прослежены на всей площади опорные сейсмические горизонты в осадочном чехле и поверхность гетерогенного фундамента. Временная привязка горизонтов выполнена по результатам анализа опубликованных сейсмостратиграфических схем, с выбором наиболее достоверных вариантов для каждого из горизонтов. На основе данных МОВ ОГТ, ГСЗ и результатов 2Д гравимагнитного моделирования построены и согласованы между собой 8 глубинных геолого-геофизических моделей. Сведение всех полученных результатов выполнено в ГИС ArcMap 10, что позволит использовать созданный проект в будущем как основу для дальнейших исследований. В результате комплексирования составлена схема районирования фундамента АБ (рис. 1), а также – структурно-тектоническая схема АБ (рис. 2).

Построение схемы районирования фундамента (рис. 1) выполнено с опорой на публикации по данному вопросу, а также собственные результаты. В качестве картируемой поверхности был выбран фундамент – гетерогенный, залегающий в основании стратифицированного осадочного чехла. На площади АБ осадочный чехол в пределах континентальных

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



Континентальная кора			
	Возраст (природа) фундамента	Возраст осадочного чехла	Геоструктуры
[Horizontal lines]	Валанжин – апт (~140–120 Ma), гиперрастянутая континентальная кора котловин, насыщенная интрузиями и излияниями базальтов на её поверхности	Апт-K2, син- и постстратовый	Котловины Альфа и Макарова, Наутилус (северная часть), Подводников, Толля, Стефансона (южная часть), Северо-Чукотский прогиб
[Diagonal lines]	Валанжин – аптские рифтогенные проприи в пределах разновозрастных континентальных структур	Апт-K2, син- и постстратовый	Прогиб Де Лонга, котловина Карасика, бассейн Нортвинд и северная часть Чукотского бордерланда
[Solid grey]	Раннекиммерийский (Р-Т), складчатый	2 структурных этажа: J-K и K2	Южно-Таймырская зона Таймыро-Североземельской складчато-покровной области
[Light grey]	Герцинский (С-Р), складчатый	2 структурных этажа: Р-2 и K2	Центральный сегмент ХЛ, фрагмент складчатого обрамления Карской макроплатформы (Северо- и Центрально-Таймырские зоны Таймыро-Североземельской складчато-покровной области)
[Dark grey]	Элмсмирский (D-C), складчатый	С-K2, не менее двух структурных этажей	Канадская арктическая окраина, северная Аляска [Арктическая платформа], блок отрога Пирри, хребет Норвайнд
[Medium grey]	Каледонский (S-D), складчатый	Эпикаледонский, не менее двух структурных этажей: Р2-К и К2 (в пределах АБ)	Северо-Американский сегмент хребта Ломоносова, террейн Пирри, блок отрога Пирри, хребет Альфа, поднятие Менделеева, восточная часть массива Де Лонга, западная часть Чукотского бордерланда, Чукотская платформа
[Black]	Байкальский (тиманский), складчатый	P2-M2-K2, в разном объеме	Массивы Де Лонга и Котельнический [Новосибирский террейн]
Зоны перехода континент-океан			
[Dotted pattern]	Кампан-палеоценовый, деструктурированная континентальная кора	Кампан(?) - палеоцен-K2, син- и постстратовый	Краевые зоны Евразийского бассейна
[Dotted pattern]	Позднеокерско-неокомская (Берриас, валанжин?) утоленная континентальная кора/серпентинизированная мантия/океаническая кора	Неоком(?) - апт-кайнозойский, син- и постстратовый	Боковые зоны Канадской котловины [зоны OCT по Grantz et al., 2011])
Океаническая кора			
[White]	Палеоцен-голоценовый	Палеоцен-голоценовый, син- и постстратовый	Евразийский бассейн
[Light grey]	Валанжин – апт (~140–120 Ma)	Апт-K2, син- и постстратовый	Центральная часть Канадской котловины [зона MORB по Grantz et al., 2011])

Рис. 1. Схема районирования фундамента Амеразийского бассейна

поднятий, как правило, включает не менее двух структурных этажей и подстилается складчатым, в разной степени метаморфизованным фундаментом, сформированном в последнюю фазу орогении. В разделяющих поднятие котловинах осадочный чехол имеет одноэтажное строение, включает син- и пострифовые комплексы мезо-кайнозойского возраста и залегает на фундаменте, сформированном в результате либо рифтогенеза континентальной коры, либо спрединга. В первом случае, происходила значительная переработка верхней коры, при гипер-растяжении – вплоть до экскумации нижней коры или литосферной мантии в наиболее погруженных частях котловин. В результате прослежено продолжение в АБ каледонского складчатого пояса, включающего структуры фундамента: Северо-Американского сегмента хребта Ломоносова, хребта Альфа вместе с Западным плато, блока отрога Пири, поднятия Менделеева, западной части Чукотского бордерлэнда (Чукотское плато), восточной части массива Де Лонга и, вероятно – Северо-Врангельского террейна (рис. 1). Данные геоструктуры являются разъединенными частями единой прежде области, подвергшейся переработке в ходе каледонской фазы орогении, в том числе, могут быть зажатыми прежде в поясе каледонид более древними террейнами, что допускалось в работах [1, 4]. Вывод в отношении каледонского фундамента поднятия Менделеева подтверждается результатами геологического опробования, выполненного при помощи научно-исследовательской подводной лодки [6]. Аналогичный возраст предложен для фундамента хребта Альфа в связи со сходством его геофизических характеристик с поднятием Менделеева, а также тем фактом, что на палинспастической реконструкции он оказывается в окружении геоструктур с предполагаемым каледонским основанием. Геоструктуры, примыкающие к обсуждаемому поясу в АБ со стороны Северо-Американского континента (Лаврентии) – это блок отрога Север, хребет Нортвинд, Арктическая окраина Канады и Аляски – имеют элсмирский (франклинский) фундамент. В Центральном сегменте хребта Ломоносова могут находиться фрагменты Северо-Карской плиты – блоки её кратонного докембрийского кристаллического основания (*тиманиды*), либо складчатые *герцинские* образования её складчатого обрамления (Таймырского складчатого пояса). В Сибирский же сегмент предполагается продолжение раннекиммерийского (Пай-Хой–Новая Земля–Южно-Таймырского) складчатого пояса Южно-Таймырской зоны. Западная часть поднятия Де Лонга имеет *байкальское* основание (*тиманиды*). Котловины, примыкающие к хребту Альфа и поднятию Менделеева (Альфа, Макарова, Подводников, Северо-Чукотский прогиб, Стефанссона, Толля, Наутилус), возникли в ходе мелового рифтогенеза. На схеме районирования в этих котловинах показана гипер-растянутая континентальная кора валанжин-аптского возраста, условным знаком, сочетающим в себе цвета исходно-

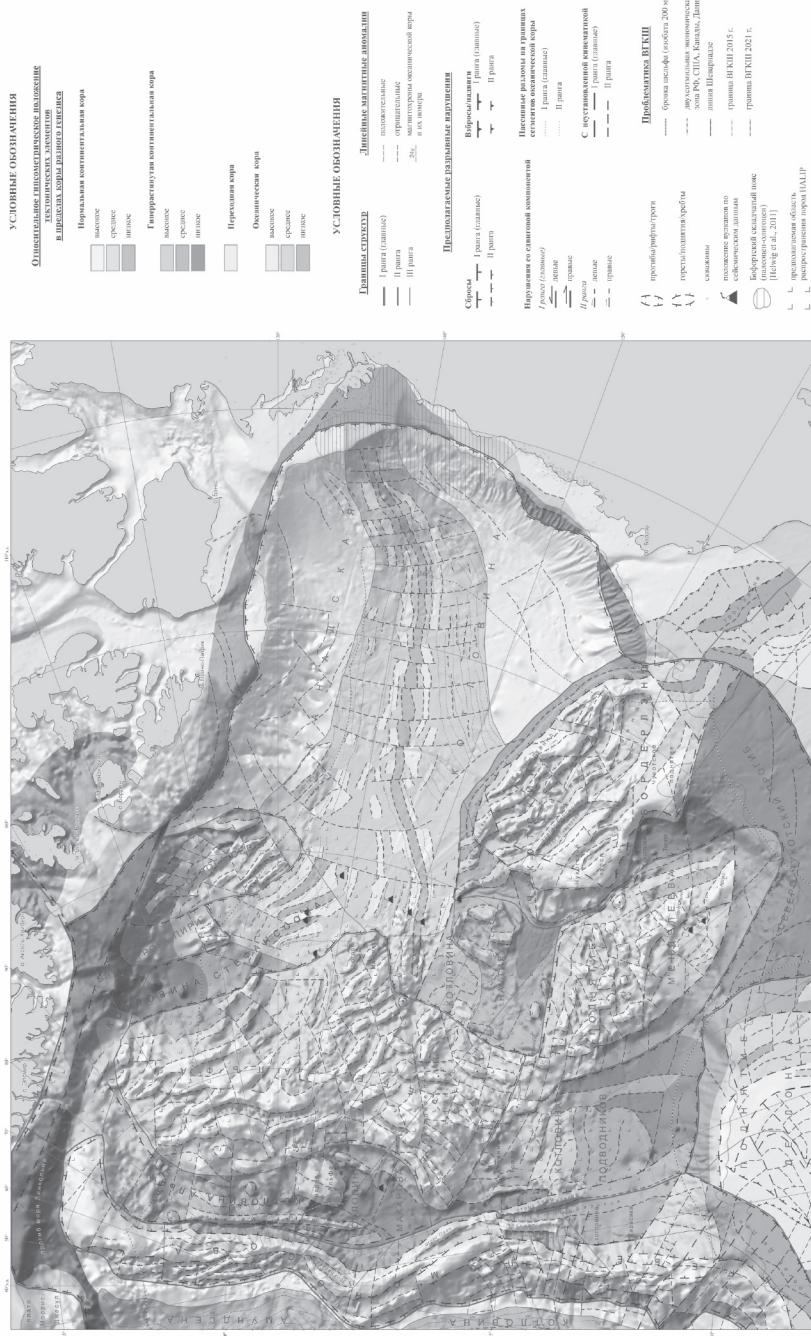


Рис. 2. Тектоническая схема Амеразийского бассейна

го – каледонского фундамента и раннемеловой переработки. Районирование фундамента Канадской котловины выполнено с опорой на работы А. Гранца [3]. В центральной части выделена океаническая кора (MORB) валанжин-аптского возраста, а в её фланговых частях – области переходной коры (OCT – ocean-continent transition) позднеюрско-неокомского возраста.

Главным результатом исследования стало создание тектонической схемы АБ на новом уровне детализации, отражающей строение и генезис бассейна. Тектоническая схема имеет ряд информационных слоев и выполнена в цвете в масштабе 1:2 500 000, поэтому в черно-белом варианте формата А4 может быть представлена только для ознакомления (рис. 2). Схема демонстрирует распространение в АБ земной коры разных типов: нормальной континентальной, гипер-растянутой континентальной, переходной коры (зона переход континент-океан) и океанической. Каждому типу коры на схеме соответствует определенный цвет, указанный в легенде. Тремя оттенками заданного цвета, в пределах каждой из геоструктур, передается относительное гипсометрическое положение входящих в её состав блоков земной коры, формирующих уникальное тектоническое строение. Наиболее темным оттенкам соответствуют погруженные блоки (прогибы, рифты, троги, котловины), а наиболее светлым – приподнятые тектонические элементы (горсты, поднятия, отроги, хребты). Средний оттенок, в зависимости от тектонического положения конкретного блока по отношению к соседним блокам, может соответствовать любой из перечисленных структур. Также на схему вынесены границы выделенных геоструктур трех рангов, разрывные нарушения разной кинематики двух рангов, батиметрия IBCAO V4.0 в виде ЦМ с теневым рельефом, границы Высокоширотной Арктической Крупной Магматической Провинции (HALIP), оси линейных магнитных аномалий в Евразийском и Амеразийском бассейнах, положение предполагаемых древних вулканов, названия гео- и морфоструктур.

Как уже было сказано выше, АБ сформировался в результате активного рифтогенеза, предположительно, в два этапа. На первом, в поздней юре – неокоме, появилась Канадская котловина – её фланговые части, именуемые зонами OCT [3]. В этих зонах зафиксирована очень тонкая кора (до ~4 км), предположительно – утоненная континентальная, либо серпентинизированная мантия. На втором этапе, синхронно, была сформирована область Центрально-Арктических поднятий и центральная часть Канадской котловины. Гипер-растяжение континентальной коры в первой и спрединг – во второй были инициированы суперплюмом. В континентальной части, в области будущих поднятий Альфа-Менделеева и прилегающих геоструктур сначала была сформирована крупная арктическая магматическая провинция HALIP, а затем начался активный рифтогенез.

Его последствия – сложная система горстов и грабенов в пределах континентальных блоков – отражена на тектонической схеме. Хребет Альфа и поднятие Менделеева сформировались, вероятно, в валанжин-апте, над центром восходящего мантийного потока – в качестве центральных блоков (C-Blocks) в модели формирования вулканических пассивных окраин [2, 5]. С обоих сторон этих поднятий образовались глубокие котловины с гипер-растянутой континентальной корой. В позднем мелу, скорее всего, активного рифтогенеза уже не было и весь АБ перешел в стадию погружения вследствие постепенного остывания литосферы и под весом поставляемых с континентального обрамления терригенных осадков. Следующая фаза тектono-магматической активизации началась в кампане, привела к появлению Евразийского бассейна и сформировала западный фланг хребта Ломоносова.

Литература

1. Brumley K., Miller E.L., Mayer L.A., Wooden J., Grove M. U-Pb zircon geochronology of Caledonian age orthogneisses dredged from the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // EGU General Assembly. Geophysical Research Abstracts. 2012. V. 14. EGU2012-6240.
2. Geoffroy L., Burov E., Werner P. Volcanic passive margins: another way to break up continents // Scientific reports. 2015. N 5. P. 14828.
3. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // Geological Society. Memoirs. 2011. Vol. 35. P. 771–799.
4. Lorenz H., Larionov A. Geochronology of Crustal Xenoliths and Detrital Zircons from the De Long Islands // 3P Arctic. The Polar Petroleum Potential. Conference & Exhibition, 2013. Abstract 1663818.
5. Nikishin A. M., Rodina E.A., Startseva K.F., Cloetingh S., Foulger G.R., Posamentier H.W., Afanasenkov A.P., Beziazykov A.V., Chernykh A.A., Malyshev N.A., Petrov E.I., Skolotnev S.G., Verzhbitsky V.E., Yakovenko I.V. Alpha-Mendeleev Rise as a Eurasian aborted double-sided volcanic passive continental margin (Arctic Ocean) // Gondwana Research. 2022. in press.
6. Skolotnev S.G., Isakova T.N., Aleksandrova G.N., Tolmacheva T.Yu. et al. Fossils and lithology of the consolidated basement of the Alfa-Mendeleev Rise in the Arctic Ocean // Marine Geology. 2019. Vol. 407. P. 148–163.

Идентификация и оценка возраста скрытого термального события в зёдрах обломочного циркона из рифейских песчаников Ивановского грабена Кольского полуострова методом рамановской спектроскопии

Метод U-Pb датирования обломочного (детритового) циркона активно применяется для анализа питающих провинций осадочных бассейнов. Однако нередко информации о возрасте зёрен циркона оказывается недостаточно для того, чтобы определить источники сноса обломочного материала с достаточной степенью детальности, в связи с чем привлекаются дополнительные методы исследований. Эффективной в этом отношении оказалась методика, сочетающая U-Pb LA-ICP-MS датирование и спектроскопию комбинационного рассеяния (КР, или рамановская спектроскопия) [3]. Данная методика основывается на эффекте восстановления кристалличности метамиктного циркона под воздействием наложенных низкотемпературных событий и определении приблизительного возраста последних, что позволяет дополнительно охарактеризовать питающие провинции.

Как известно, альфа-распад U и Th в цирконе приводит к закономерно возрастающей величине метамиктности его зёрен с течением времени. Накопленная α -доза излучения может быть рассчитана исходя из возраста циркона и концентрации в нем радиоактивных изотопов и в общем случае линейно связана с кристалличностью. Степень кристалличности находит отражение в характеристиках спектров комбинационного рассеяния: чем больше нарушена структура циркона, тем менее интенсивными, более широкими и смешёнными в сторону меньших значений рамановского сдвига становятся все основные пики спектра, в том числе самая интенсивная диагностическая линия v_3 (SiO_4), фиксируемая на величине сдвига около 1008 см^{-1} . Однако процесс метамиктизации является обратимым и при длительном воздействии относительно невысокой температуры кристаллическая структура циркона может частично или полностью восстанавливаться без потери радиогенного свинца (простой термический отжиг без участия флюидов) [1]. В этом случае, степень метамиктности зерна может значительно отличаться от ожидаемой для соответствующего

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический ф-т, Москва, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

возраста, что даёт возможность фиксировать наложенные термальные события, воздействовавшие на циркон после его образования.

В настоящем исследовании предложенная в [3] методика опробована для зёрен обломочного циркона из рифейских (?) песчаников губы Ивановская северо-восточного побережья Кольского полуострова.

Предварительно для 150 исследуемых зёрен циркона были получены оценки U-Pb изотопного возраста методом LA-ICP-MS на базе Центра многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (Новосибирск). В дальнейшем анализировался циркон, обладающий степенью дискордантности менее 10% (140 зёрен) и формирующий на спектре U-Pb возрастов три доминантных пика 2.7, 2.4 и 1.9 млрд лет.

Спектроскопия комбинационного рассеяния выполнялась в ЦКП ИФЗ РАН (Москва). Поскольку рамановский анализ выполнялся уже после U-Pb LA-ICP-MS датирования, были исследованы области зёрен, находящиеся на расстоянии не менее 20 мкм от кратера лазерной абляции, но аналогичные по характеру внутренней структуры. Съёмка спектров проводилась с использованием рамановской приставки EnSpectr R532 к прямому оптическому микроскопу Olympus BX53M: лазер 532 нм, мощность 30 мВт, объектив 50х, экспозиция 0.5 с по 20 циклов. Необходимые параметры для каждого спектра рассчитывались в программе Origin, форма пика v3 аппроксимировалась функцией псевдо-Фойгта.

Результаты проведенных исследований показаны на диаграмме взаимосвязи положения пика v3 (SiO_4) и накопленной дозы альфа-излучения (рис. 1А). Большинство зёрен попадает в область, ожидаемую для не под-

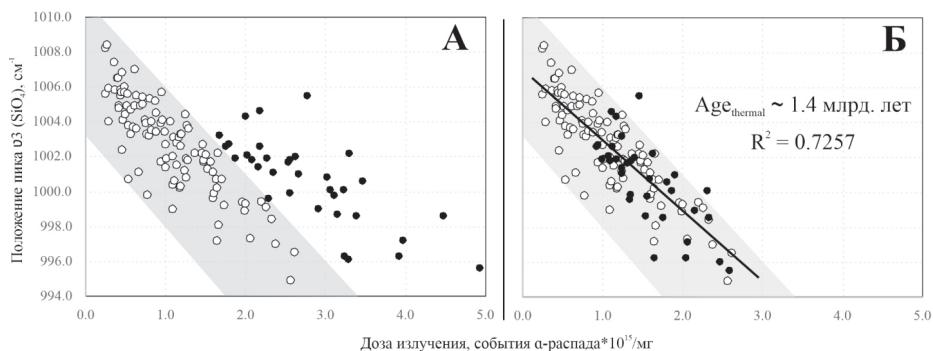


Рис. 1. Зависимость положения рамановского пика v3 (SiO_4) от накопленной дозы альфа-излучения. Серое поле – область ожидаемых значений для циркона, не подверженного термическому отжигу [1]. R^2 – величина достоверности линейной аппроксимации. $\text{Age}_{\text{thermal}}$ – полученная оценка возраста предполагаемого термального события

верженного отжигу циркона с высокой степенью кристалличности (белые точки на рис. 1А). Однако около 25% точек анализа (чёрные точки на рис. 1А) значительно отклоняются от этого поля и, следовательно, указывают на наличие температурного воздействия, частично восстановившего кристалличность данных зёрен циркона. Путём эмпирического пересчёта дозы излучения по алгоритму из работы [3], приблизительный возраст этого термального события был определен как 1.4 млрд лет. Возраст термального события вычислялся таким образом, чтобы при аппроксимации облака белых и чёрных точек по методу наименьших квадратов значение величины достоверности аппроксимации R^2 было максимальным (рис. 1Б).

Популяция частично отожженных обломочных зёрен, диагностированных по результатам КР-спектроскопии, включает в себя циркон с изотопными возрастами от 1.87 до 2.89 млрд лет, т.е. охватывает интервал всех трёх основных возрастных пиков, выделенных по результатам U-Pb LA-ICP-MS датирования. Следы крупномасштабных магматических событий с возрастом около 1.4 млрд лет фиксируются в пределах Гренландии, Северной Америки, Сибири, норвежской и юго-восточной периферии Балтики [2], что даёт возможность предполагать в том числе внебалтийские (гренландские?) источники сноса.

Важным результатом проведенных исследований нам видится наличие неотожжённых зёрен циркона, которое исключает возможность температурного воздействия после аккумуляции материала в бассейне осадконакопления. Данный вывод особенно интересен в связи с широко развитым в районе исследования девонским магматизмом, к которому относятся, в том числе, мощные дайки основных пород, которые прорывают рассматриваемые рифейские песчаники губы Ивановская.

Исследования выполнены при поддержке грантов Президента РФ МД-1116.2018.5 и РНФ 16-17-10260-П, а также по темам НИР государственного задания ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Лабораторные исследования проведены на оборудовании ЦКП «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» ИФЗ РАН.

Литература

1. Nasdala L., Wenzel M., Vavra G., Irmer G., Wenzel T., Kober B. Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. Vol. 141. N 2. P. 125–144.
2. Malyshev S.V., Ivanov A.V., Khudoley A.K., Marfin A.E., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Lebedeva O.Y. Global implication of mesoproterozoic (~1.4 Ga) magmatism within the Sette-Daban Range (Southeast Siberia) // Scientific reports. 2021. N 11. P. 20484.

3. Resentini A., Andò S., Garzanti E., Malusà M.G., Pastore G., Vermeesch P., Chanvry E., Dall'Asta M. Zircon as a provenance tracer: Coupling Raman spectroscopy and U–Pb geochronology in source-to-sink studies // Chemical Geology. 2020. Vol. 555. P. 119828.

Е.В. Шарков¹

Позднекайнозойская глобальная активизация тектономагматических процессов Земли: возможные причина и механизм осуществления

Позднекайнозойская глобальная активизация тектономагматических процессов Земли произошла неожиданно и не вытекала из предшествующей истории развития Земли [3, 9, 10 и др.]. Это предполагает, что причина ее проявления связана с глубинными процессами, происходящими во внутренних геосферах нашей планеты. Однако, несмотря на многочисленные публикации, проблемы причин и механизмов осуществления этой активизации остаются неясными.

Судя по резкому возрастанию роли внутриплитного магmatизма, существенную роль в этой активизации играл подъем мантийных плутонов. Согласно современным представлениям, зарождение этих плутонов происходит на границе внешнего жидкого ядра и мантии за счет просачивания в ее низы флюидов из ядра, что приводит к разуплотнению материала мантии и способствует зарождению и подъему мантийных плутонов [1, 5, 8]. Из этого следует, что количество мантийных плутонов – главных движителей тектономагматических процессов в верхних геосферах, может напрямую зависеть от поступающих из ядра флюидов. Эта модель хорошо согласуется как с данными по мантийным ксенолитам в базальтах плутонового происхождения, так и с данными по декомпрессионному плавлению головных частей мантийных плутонов, и, на наш взгляд, является наиболее правдоподобной.

Земное ядро как затвердевающая система. Мантийные плутоны постоянно выносят из ядра тепло и флюиды, что неизбежно приводит к его охлаждению и затвердеванию. Как показал еще [7], два главных фактора контролируют затвердевание расплавленных планет (в нашем случае –

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

сферического расплавленного земного ядра): (а) адиабатический градиент и (б) градиент температуры точки плавления (зависимость температуры ликвидуса от давления). Поскольку адиабатический градиент существенно ниже, чем градиент температуры точки плавления, главный объем расплава остается перегретым относительно температуры ликвидуса, и затвердевание расплавленных планет должно происходить постепенно снизу вверх, т.е. от центра к поверхности.

Эта теоретическая модель хорошо согласуется с результатами изучения становления крупных расслоенных интрузивов, иллюстрируя как это реально происходит в природе [2, 4, 6]. Показано, что в каждый данный момент кристаллизация возможна только у временного дна интрузивной камеры. Там локализована маломощная (2–3 м) зона кристаллизации, которая постоянно движется вверх.

С таких позиций современное земное ядро, состоит из уже затвердевшей его части (внутреннее ядро) и еще жидкой (внешнее ядро). Между ними, т.е. на временном дне внешнего жидкого ядра, должна существовать маломощная зона кристаллизации, постоянно движущаяся вверх.

Возможные природа и механизм глобальной активизации. Рассматриваемая позднекайнозойская тектономагматическая активизация практически сразу же охватила весь земной шар. Это предполагает существование единого гомогенного источника энергии и флюидов, а также какого-то события в нем, послужившего триггером процесса. С нашей точки зрения, только внешнее жидкое ядро, состав которого постоянно

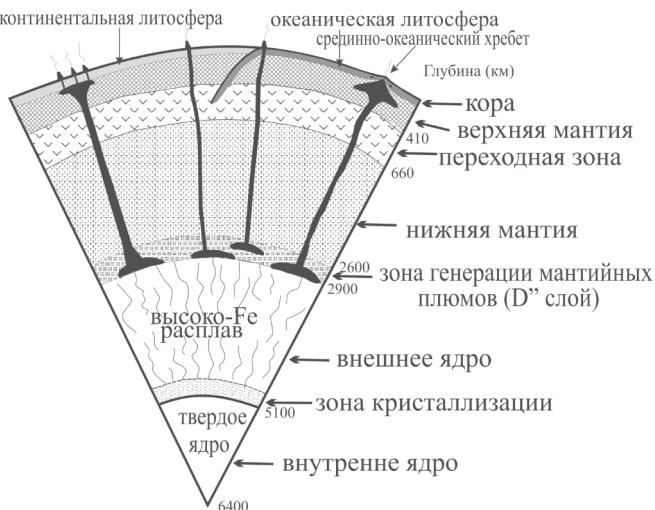


Рис. 1. Формирование мантийных плюмов

гомогенизируется конвекцией, может служить таким источником, а событие в зоне его кристаллизации – триггером.

Я полагаю, что главной причиной глобальной активизации было значительное снижение растворимости флюидных компонентов в охлаждающейся высоко-Fe жидкости внешнего ядра в одной из точек бифуркации. Это должно было привести к ретроградному кипению высоко-Fe жидкости в зоне кристаллизации и выделению большого количества флюидов. Новообразованные газовые пузырьки всплывали к границе ядро–мантия, но не задерживались там. Флюиды проникают в низы мантии (слой D''), где они инициируют формирование и подъем мантийных плюмов (рис. 1). Такие плюмы являются главными генераторами тектономагматических процессов в верхних оболочках Земли, и значительное возрастание их количества неизбежно должно было привести к глобальной активизации эти процессов.

Выводы:

1. Показано, что современное ядро Земли находится на стадии затвердевания, где его твердое внутреннее ядро представляет собой его уже затвердевшую часть, а внешнее жидкое ядро – его еще жидкую часть, разделенные маломощной зоной кристаллизации.

2. Механизмом рассматриваемой глобальной активизации тектономагматических процессов был массовый подъем мантийных плюмов, зарождавшихся на границе внешнего жидкого ядра и мантии. Триггером самого события было, по-видимому, падение растворимости флюидных компонентов в одной из точек бифуркации, пройденной охлаждающейся высоко-Fe жидкостью внешнего ядра в процессе ее охлаждения. Это должно было приводить к ретроградному кипению этой жидкости с выделением флюидов, проникавших в мантию и способствовавших образованию и подъему мантийных плюмов – главных источников энергии и нового материала в верхних геосферах.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд. СО РАН. Филиал «ГЕО», 2001. 408 с.
2. Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
3. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд. Университет–Книжный дом, 2005. 560 с.
4. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 364 с.
5. French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature. 2015. Vol. 525. P. 95–99.

6. Jackson E.D. Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone in the Stillwater complex, Montana // US Geol. Surv. Prof. Paper 358. 1961. 106 p.
7. Jeffries H. The Earth. 2-nd edition. London: Cambridge Univ. Press, 1929.
8. Maruyama Sh. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. Vol. 100. N 1. P. 24–49.
9. Potter E., Szatmari P. Global Miocene tectonics and the modern world // Earth-Science Reviews. 2009. Vol. 96. P. 279–295.
10. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1924.

Н.В. Шаров¹, Л.И. Бакунович¹, Б.З. Белашев¹

Структура земной коры Белого моря и прилегающих территорий по комплексу геолого-геофизических данных

Районом исследования является бассейн Белого моря и прилегающие территории, находящиеся в зоне сочленения поднимающегося Фенноскандинавского щита и, перекрытой осадочными отложениями, Русской плиты. Поиск кимберлитовых трубок, углеводородов, месторождений других полезных ископаемых, ведущийся в регионе, опирается на сведения о глубинном строении земной коры.

Данные измерений, отражающие строение земной коры акватории Белого моря и его обрамления, получены сейсмическими, гравиметрическими, магнитометрическими методами, реализованными в морском и сухопутном вариантах. Важным этапом этих работ стали сейсмические исследования на опорных профилях Суша-Море 4В и 3-АР (Калевала – Кемь – Белое море – Канин Нос) [1]. Аэромагнитные данные для региона Белого моря получены в ходе съемок разных масштабов от 1:1 000 000 до 1:200 000 за период 1958–1989 гг.

Интерпретацию результатов измерений ведут в рамках 2D и 3D моделей, связывающих геофизические параметры с петрологическими характеристиками: плотностью и магнитной восприимчивостью горных пород. Современный инструмент моделирования дает программный комплекс «Интегро», предназначенный для решения широкого круга задач в науках

¹ Институт геологии ФГБУН ФИЦ «Карельский научный центр РАН», Петрозаводск, Россия

о Земле [2]. Получаемые с его помощью, модели отличаются детальностью, визуализируют положения геологических структур, позволяют отслеживать связи структур с геофизическими полями.

Цель работы – построить на основе геофизических данных и технологий «Интегро» плотностную и магнитную 3D модели земной коры региона Белого моря, проанализировать характерные структурные особенности моделей.

Первичные данные представлены цифровыми картами масштаба 1:1 000 000, построенными на основе гравиметрических, магнитных съемок, сейсмическими материалами вдоль геотрекеров 3-АР, 1-ЕВ, КВАРЦ, АГАТ и др., схемой блокового строения региона, петрофизическими и петромагнитными картами восточной части Фенноскандинавского щита, тектонической картой Белого моря и сопредельных территорий, схемой распределения температур в разрезе земной коры. Плотность горных пород оценивали по скорости распространения сейсмических Р-волн в соответствие с опорной сейсмоплотностной моделью [3]. Базовые аэромагнитные данные региона преобразовывали в редуцированную к полюсу цифровую матрицу с ячейкой 500×500 м восточной части листа Q-35, листов Q-36–Q-38 в полном формате. С учетом значений теплового потока в регионе, исходных положений предшествующих моделей мантию региона считали немагнитной, принимая за границу нижних кромок магнитных источников границу Мохо. Петромагнитной характеристикой считали относительную магнитную восприимчивость, используемую в «Интегро» в качестве основной.

2D плотностные модели сейсмических разрезов строили, опираясь на ГСЗ профили и цифровые карты аномального гравитационного поля в редукции Буге. При решении прямой задачи подбирали значения плотности участков, выделенных по сейсмическим границам, для достижения близости наблюдаемого и модельного гравитационных полей. 3D плотностную и магнитную модели получали, решая обратные задачи гравиметрии и магнитометрии. Решения уточняли, применяя интерполяцию данных, корректировку плотностных и магнитных неоднородностей по остаточным гравитационному и магнитному эффектам. По объемным моделям строили поверхности границ скоростных слоев земной коры, вертикальные и горизонтальные разрезы. В расчетах использовали стандартные геофизические процедуры пакета «Интегро»: редукцию аномального магнитного поля к полюсу, пересчет поля вверх и вниз, вычисление производных полей. TDR комбинацию производных модельного магнитного поля применяли в качестве детектора латеральных границ магнитных источников [4].

В рамках разработанных моделей проведена комплексная интерпретация сейсмических, гравиметрических, магнитометрических, петрофизических и геологических данных региона Белого моря. Получены

плотностные распределения локальных участков земной коры и общая картина глубинного строения земной коры региона, установлена связь гравитационных аномалий с плотностными неоднородностями земной коры, определены положения границ скоростных слоев и поверхности Мохо, выявлены, пронизывающие земную кору, субвертикальные структуры. 3D магнитная модель контрастно отразила блоковое строение региона, положения и градации намагниченности магнитных источников, позволила отнести источники локальных и региональных аномалий соответственно к верхним, средним и нижним этажам земной коры. Модель наглядно продемонстрировала связь глубинных и поверхностных структур земной коры региона. Начинаясь от крупных источников в нижней коре, структуры намагниченности по мере подъема трансформируются, разветвляются в северо-западном и северо-восточном направлениях, распадаясь на отдельные тела в верхней коре. Горизонтальные разрезы модели с глубинами 10, 15, 20 км содержат протяженные структуры магнитных источников, трассирующие рифтогенные грабены Белого моря северо-западного простирания и кольцевые образования магнитных источников.

Субвертикальная плотностная структура модели присутствует на входе Горла Белого моря в Воронку. В этом месте сочленяются три рифта региона, на поверхности Мохо существует депрессия, а в горизонтальных разрезах выявлены замыкания магнитных источников. Кольцевые образования обнаружены на Зимнебережном поднятии и Онежском полуострове Белого моря. Субвертикальные и кольцевые структуры выражены в тектонических узлах, на участках изменения направлений трансформных разломов, земная кора которых является нарушенной и проницаемой. С верхними этажами такой коры в регионе связывают проявления кимберлитового магматизма, поля развития трубчатых тел.

Характерные структурные образования земной коры разработанных 3D плотностной и магнитной моделей могут выполнять роль указателей перспективных участков при поиске кимберлитов и других полезных иско-
копаемых для региона Белого моря.

Работа выполнена в рамках темы НИР АААА-А18-118020290086-1 при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 21-05-00481 «Строение и динамика литосферы Беломорья» и № 21-35-90034 «Комплексирование геофизических методов для 2D и 3D моделирования земной коры Белого моря и прилегающих территорий».

Литература

1. Шаров Н.В., Журавлев А.В. Строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий. // Арктика: экология и экономика. 2019. № 3 (35). С. 62–72. DOI: 10.25283/2223-4594-2019-2-62-72

2. Черемисина Е. Н., Финкельштейн М. Я., Любимова А. В. ГИС INTE-GRO – импортозамещающий программно-технологический комплекс для решения геолого-геофизических задач // Геоинформатика. 2018. № 3. С. 8–17.
3. Шаров Н.В. Литосфера по северной Европе по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. 173 с.
4. Miller H.G., Singh V. Potential field tilt – a new concept for location of potential field sources // Journal of Applied Geophysics. 1994. Vol. 32. P. 213–217.

**С.В. Шварев^{1,2}, С.Б. Николаева³, А.А. Никонов²,
А.О. Королева^{2,1}**

Имандра-Колвицкий активный разлом – долгоживущая сейсмогенерирующая зона Кольского полуострова

В последние годы, почти ни у кого не вызывает сомнения сильная постледниковая сейсмичность Фенноскандии, крайним выражением которой в рельфе являются протяженные (более 100 км) эшелонированные разломы, с видимой в уступах амплитудой вертикальных смещений в несколько метров, сосредоточенные в северо-западной Фенноскандии. На восточной окраине Фенноскандии по историческим и палеосейсмическим данным выделено несколько протяженных сейсмолинеаментов [6], крупнейшие из которых отвечают границам Кольской глыбы и расположены в пределах акваторий Белого и Баренцева морей. Поверхностные проявления сильных (VIII+ баллов) послеледниковых землетрясений наблюдаются практически повсеместно. Однако, линейных структур значительной протяженности, которые можно было бы классифицировать как активный разлом, до сих пор достоверно выявлено не было. Поэтому одной из основных задач палеосеймогеологических исследований на Кольском полуострове является поиск крупных сейсмогенерирующих структур, их пространственная локализация, оконтуривание очаговых зон, установление периодичности сейсмических сотрясений (повторяемости) определенной силы и интенсивности. Для выполнения поставленной задачи использован комплекс исследований, включающий: 1) морфотектоническое и морфодинамическое дешифрирование для идентификации разрывных структур и

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

связанных с ними проявлений экзогенеза; 2) выявление очаговых зон, как закономерных пространственных сочетаний структурно-тектонических и геоморфологических признаков; 3) натурное исследование очаговых зон с установлением пространственно-кинематических параметров сейсмогенерирующих структур и порождаемых ими сейсмодислокаций и опробованием для установления возраста сейсмических событий.

Одним из ключевых районов является низкогорный габбро-анортозитовый массив Лувеньгских тундр, расположенный на северо-западном замыкании Колвицкого коллизионного меланжа [1]. Здесь ранее были обнаружены палеосейсмодислокации [4] и идентифицирована зона крупного тектонического нарушения [2]. Морфотектоническое дешифрирование материалов дистанционного зондирования позволило выделить сеть потенциально активизированных разрывных нарушений. Массив Лувеньгских тундр обрамлен с севера и юга субширотными, относительно короткими разрывами, наследующими палеопротерозойские надвиги, а с запада и востока – транзитными нарушениями СЗ-простирания. Разломы этого направления рассекают массив на серию блоков шириной 3–5 км, а крупнейший из них делит массив на западную (собственно Лувеньгские Тунды) и восточную (Елки-Тунды) части. Этот разлом прослеживается на северо-запад по озерным котловинам оз. Пинозero, оз. Бабинская Имандря вплоть до западной оконечности последнего и замыкается в 10 км к СЗ. К юго-востоку разлом трассируется вдоль западного побережья Колвицкого озера и далее по системе линейных котловин до Умбинской губы. Общая протяженность разлома достигает 150 км, а протяженность его в качестве единой неразрывной структуры от озера Имандря до оз. Колвица – около 100 км. На западном замыкании разлома ранее были обнаружены признаки палеоземлетрясений в донных отложениях озер [3, 5] и постледниковых тектонических деформаций поверхностей и отложений водноледниковых и озерных террас [8].

На пересечении с массивом Лувеньгских тундр в зоне разлома, образующего несколько параллельных ветвей, наблюдается концентрация первичных (сейсмотектонических) и вторичных (сейсмогравитационных) дислокаций и деформаций, отражающих очаговую зону палеоземлетрясений высокой интенсивности. Центральная часть очаговой зоны, определяемая осевым сегментом Имандро-Колвицкого разлома – грабен, занятый котловиной оз. Среднее Лувеньгское. Магистральные бортовые разрывы характеризуются как постледниковые сбросы с амплитудой до первых десятков метров, а оперяющие разрывы формируют по восточной периферии очаговой зоны систему водораздельных рвов и обрамляют сейсмогравитационные шлейфы, превышающие по протяженности 1 км. Характерными вторичными деформациями являются блоковые оползни и каменные лавины. Западная часть очаговой зоны определяется сквозной

долиной, наследующей юго-западный сегмент Имандра-Колвицкого разлома с приразломной трещиной-ущельем протяженностью более 0.5 км, а северная периферия – системой оперяющих разрывов, деформирующих предгорную ступень массива Лувеньгских тундр диагонально сопряженными структурами растяжения – сбросовыми уступами и рвами с размахом высот в первые метры (до первых десятков метров) и протяженностью в первые сотни метров. Предварительные данные по оценке возраста землетрясений свидетельствуют о неоднократной активизации Имандра-Колвицкого разлома, проявлявшейся как до последнего оледенения, следы которого нарушают формы сейсмогенного рельефа, так и в постледниковое время. По ранее полученным данным [5] о возрасте нарушенных донных отложений близлежащих озер и захороненной под обвальными накоплениями почвы, дает основание утверждать, что в голоцене разлом

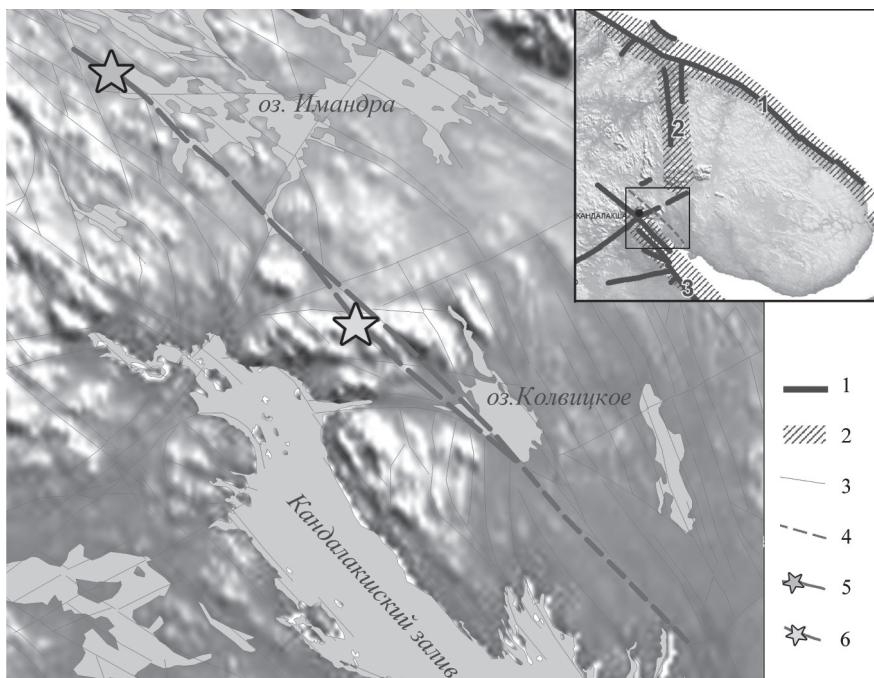


Рис. 1. Имандра-Лувенъгский активный разлом: на врезке: 1 – сейсмолинеаменты [6]; 2 – крупнейшие параметризованные сейсмогенерирующие зоны [7]; на основной карте: 3 – основные морфолинеаменты [9]; 4 – Имандра-Колвицкий разлом; палеосейсмодеформации: 5 – в голоценовых [3] и позднеледниковых [8] отложениях бассейна оз. Имандрा; 6 – в массиве Лувенъгских тундр (в этой статье)

активизировался не менее 3-х раз, т.е. в среднем через 3 тыс. лет. Интенсивность постледниковых землетрясений, судя по размерам первичных и вторичных сейсмогенерирующих деформаций, могла достигать IX+ баллов.

Принципиально важные сведения об обнаруженной тектонической активности этой сложнопостроенной зоны разлома состоят, прежде всего, в ее протяжении независимо, дополнительно к выделенной ранее крупнейшей Беломорской сейсмогенерирующей зоне [7], в ее осевой части, и под острым углом к ней, с захватом северного побережья акватории Белого моря, с проникновением на северо-западе внутрь Кольского блока, в бассейн оз. Бабинская Имандря. Другая особенность – наличие на ее протяжении, крупных щелеобразных разрывов, параллельных Северо-Беломорскому побережью. Такого рода тектонические расщеления, по-видимому, отражают правосторонние смещения северного блока относительно южного. Третья группа важных фактов известна на западе, в долине р. Нива, по геологической документации котлована ГЭС Нива-3, где выявлена кора выветривания по мощному разлому и отложения до последнего оледенения (свыше 25 тыс. лет). На востоке обнаруживаются и скальные расщеления под мореной последнего оледенения, свидетельствующие об их более раннем формировании.

Выявление крупной разломной зоны в Европейском Заполярье России, в дополнение к ранее выделенным (рис. 1, врезка), позволяет наметить более сложную геодинамическую схему и, соответственно, сейсмическую опасность в регионе.

Благодарности. Работа выполнена в рамках тем госзаданий ИГ РАН №0148-2019-0005, ИФЗ РАН №№ 0144-2019-0010 и ГИ КНЦ РАН № 0226-2019-0054.

Литература

1. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофенний орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3(26). С. 5–11.
2. Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С. Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2019. № 1. С. 62–86.
3. Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б. Катастрофическое событие голоцен в донных осадках озер Кольского полуострова (СВ Фенносканди-навского щита) // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 88–92.
4. Николаева С.Б., Евзеров В.Я. К геодинамике Кольского региона в позднем плейстоцене и голоцене: обзор и результаты исследований // Вестник ВГУ. Серия 4. Геология. 2018. № 1. С. 5–14.

5. Николаева С.Б., Толстобров Д.С., Вашков А.А. Палеосейсмогеологические исследования в европейской субарктике (Кольский регион): полевые экспедиционные работы 2018-2020 гг. // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 7. 2020 С. 129–133
doi:10.24411/2687-1092-2020-10719

6. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы Международной конференции «Геологогеофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во Техн. Ин-та (ф) СВФУ, 2015. С. 243–251.

7. Никонов А.А., Шварев С.В., Зыков Д.С., Королева А.О., Флейфель Л.Д. Трансрегиональная активная тектонически и сейсмически зона Куусамо-Беломорско-Северодвинская на Севере Европы – новые обобщения геологических и сейсмических материалов // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Том II. Материалы ЛII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 411–415.

8. Шварев С.В. Последниковые тектонические движения и формирование террас оз. Имандря (Кольский полуостров) // Геоморфология. 2003. № 4. С. 97–105.

9. Шварев С.В. Морфотектоника, сейсмичность и экзогенные процессы Кольского полуострова // Геология и геофизика. 2021. DOI: 10.15372/GiG2021126

**П.А. Шестаков¹, Ал.В. Тевелев¹, Н.В. Правикова¹,
Е.А. Володина¹, А.А. Борисенко¹, А.Ю. Казанский¹,
Е.В. Коптев¹**

История формирования Чекинского массива щелочных гранитоидов (Южный Урал): анализ трещиноватости

Анализ трещиноватости пород позволяет восстановить историю формирования и структурного развития магматических массивов. В данной работе рассматривается Чекинский массив щелочных гранитоидов (Южный Урал, Челябинская область). Целью работы была оценка основных

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

деформационных характеристик синеклизаационного Чекинского массива. Для этого были восстановлены поля напряжения при его формировании.

Чекинский массив слагает г. Чека и имеет меридиональное простирание и размеры 65 км в длину и 1–2 км в ширину. Массив является плутонотипическим и сложен щелочными породами трех фаз внедрения: первая – монцодиориты, вторая – щелочные сиениты, третья – щелочные граниты и граносиениты [1]. Массив считается триасовым [2] и прорывает каменноугольные вулканиты. Западный контакт Чекинского массива ограничен правым сдвигом. Массив расположен в Магнитогорской мегазоне.

Во время формирования массива в переделах Магнитогорской мегазоны, сменился режим растяжения на режим сжатие. Это привело к формированию правосторонней транспресии с системой меридиональных сдвигов и зон присдвигового растяжения [3].

На космических снимках [4] видны несколько систем трещин с примерными простирациями: 20° и 310° . В ходе полевых исследований в 5 точках (701, 702, 743, 754, 756) проведены замеры более 180 трещин и отобраны образцы для петро- и палеомагнитных, геохимических исследований и изотопных датировок.

Для анализа трещиноватости использована программа Stereonet версии 11.3.0 [5]. Для каждой точки созданы схемы (с использованием кругов Мора) с полюсами трещин (рис. 1). На их основе выделены пять роев полюсов с контурами Камба (на основании среднеквадратичного отклонения), которые показывают статистическое сосредоточение полюсов. Выяснилось, что на точках 701 и 702 наиболее явно наблюдались три роя субперпендикулярных полюсов, которые интерпретировались как система протектонических трещин (рис. 2). По соотношению с линейностью и контактами массива среди прототектонических трещин были отдельно выделены S, Q и L трещины. В дальнейшем все полюса, которые попадали в эти три роя, рассматривались, как протектонические и были элиминированы из общей выборки, а оставшиеся точки вне этих зон рассматривались как система трещин тектонического происхождения. В результате данного анализа построены схемы раздельно для каждой системы (рис. 2).

Анализ роев полюсов тектонических трещин позволил с высокой степенью вероятности восстановить поля палеонапряжений. В расчет принимались серии вертикальных трещин (рис. 2В), расположенных закономерно друг относительно друга. На основании этих роев построена деформационная модель, определены направления растяжения и сжатия. Субгоризонтальное сжатие было ориентировано в северо-восточном направлении, что привело к формированию субмеридиональных правых сдвигов и общей обстановки правосторонней транспресии. Преобладающими трещинами оказались синтетические сколы группы Р (по Риделю), они же наиболее выражены геоморфологически и на космических сним-

ках. Менее проявлены синтетические сколы R и антитетические сколы R'. Интересно, что генеральные сколы (Y) выражены очень слабо и не дают скоплений на диаграмме (рис. 2Г).

Таким образом, в результате проведенных работ в пределах Чекинского массива удалось разделить многочисленные почти хаотические трещины на прототектонические и возникшие в результате тектонического воздей-

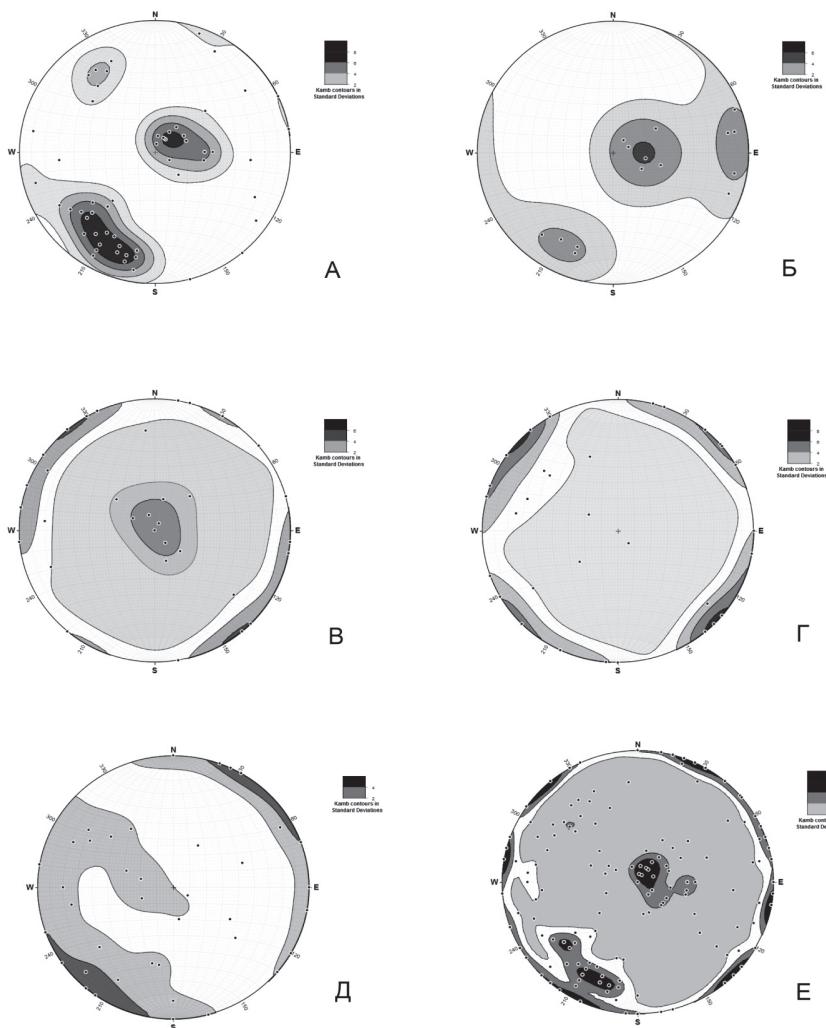


Рис. 1. Визуализация роев полюсов трещин: А – точка 701; Б – точка 702; В – точка 753; Г – точка 754; Д – точка 756; Е – суммарная компоновка роев полюсов

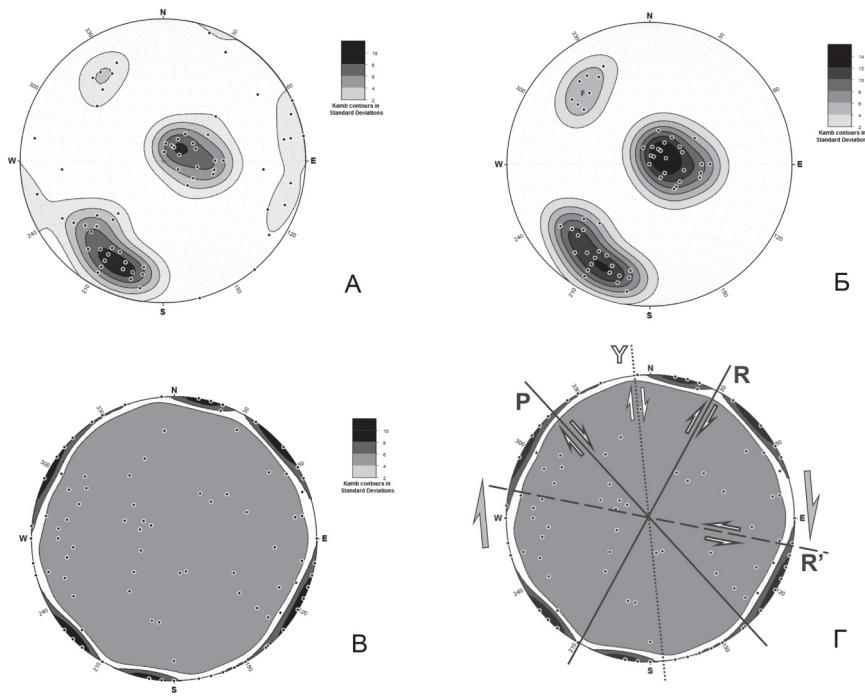


Рис. 2. Интерпретация роев полюсов трещин: А – суммарные трещины точек 701 и 702 (интерпретированы как прототектонические); Б – суммарные прототектонические трещины на всех точках; В – тектонические трещины на всех точках (после устранения прототектонических); Г – интерпретация полей напряжения (объяснение в тексте)

ствия в обстановке правосторонней транспрессии. Тем самым подтверждается в целом модель формирования массива как сдвигового магматического дуплекса [3]. Многочисленные трещины, не входящие в описанные системы, скорее всего случайные, но это требует ещё дополнительных исследований.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и ЧНФ в рамках научного проекта № 19-55-26009 Чехия_а с использованием материалов ЦКП «Геопортал» МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

1. Фурина М.А., Тевелев А.В., Кошелева И.А., Правикова Н.В. Особенности химического состава триасовых щелочных пород в Магнитогорской зоне Южного Урала // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2010. № 2. С. 62–68.

2. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXXVI (Кваркено). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 226 с.
3. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 29–38.
4. <https://earth.google.com/web/>
5. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>

А.П. Шиловский¹

Формирование нефтегазовых залежей под воздействием траппового магматизма в пределах платформенных территорий

Трапповый магматизм в разное время затрагивал все тектонические единицы нашей планеты. Очевидно, что это явление оказывало воздействие на нефтегазовый потенциал осадочных отложений платформенных территорий. По площади трапповый магматизм охватывает платформенные территории в сотни и тысячи квадратных километров. При активации очага траппового магматизма магматическое вещество (в основном базальты) при достаточной мощности извержения пронизывают всю осадочную толщу, вовлекая вмещающие осадочные породы, поэтому на поверхности разливаются уже не только базальты, но и различные виды диабазов, то есть формируются породы трапповых формаций. Благодаря низкой вязкости магматического расплава изверженная масса растекается на огромные территории, заполняя все неровности рельефа. Затем трапповые поля покрываются новыми осадками либо до следующего цикла магматической активизации, а их бывает до нескольких десятков подряд, либо при затухании траппового магматизма происходит нормальное осадконакопление.

Проявления траппового магматизма хорошо диагностируются магнитотеллурическими методами, использующими электромагнитное поле планетарной геометрии [3]. Механизм современного образования траппов можно наблюдать в зонах срединно-океанических хребтов. В работе Б.А. Блюмана [4] приводятся примеры даже аккумуляции растительных

¹ Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), Москва, Россия

остатков в терригенных породах, которые успевали накопиться в период между фазами активации траппового магматизма.

При площадном распространении расплавленное магматическое вещество, сопровождаемое жидкостными и газовыми эманациями, формирует в подстилающих осадочных породах, так называемую, роговиковую прослойку толщиной до 20 метров, отличающейся повышенной плотностью. Последнее очень важно с точки зрения оценки нефтегазового потенциала нижележащих осадочных пород, так как под кристаллическими породами трапповых формаций (твёрдых, но очень хрупких) создается региональный флюидоупор, то есть в терминах нефтяной геологии – региональная покрышка. Особенно важную роль этот фактор играет на древних платформах, где зачастую породы трапповых формаций захоронены более поздними осадками на значительных глубинах.

При подъёме сквозь осадочную толщу, расплавленная магматическая масса за счет теплового воздействия, с одной стороны, разрушает существующие скопления углеводородов, с другой – повышает нефтегазовый потенциал вмещающих осадочных отложений за счет стимулирования катагенеза органического вещества растительного или животного происхождения [5]. В этой связи следует обратить внимание и на промежуточные проникаемые интервалы в породах трапповых формаций, образующиеся за счет осадконакопления в том числе растительного происхождения, формирующиеся в периоды затухания магматической активности.

Если осадочные отложения представлены карбонатными породами, то в условиях термического воздействия возможно прямое преобразование карбонатов в углеводороды [6]. Схематично процесс можно представить следующим образом: при термическом воздействии происходит разложение карбонатов с выделением углекислоты, которая за счет поступления водорода, образующегося при спаде подземных вод на энергоактивном слое в поровом пространстве, преобразуется в метан и более тяжелые углеводороды. Примером может служить модель разреза осадочной толщи, приуроченная к периферии так называемого Токмовского свода (рис. 1), предполагающая наличие углеводородного «реактора» в подтрапповом пространстве. Необходимо добавить, что в неорганогенных карбонатах пористость образуется и за счет термического воздействия и за счет образования каверн.

Активная роль траппового магматизма в связи с повышением нефтегазового потенциала осадочных отложений проявляется как в стимулировании катагенеза имеющегося органического вещества, так и в прямом продуцировании углеводородов в объеме карбонатных отложений. В дополнении к этому трапповый магматизм создает условия для формирования региональных флюидоупоров. То есть способствуют созданию условий накопления и сохранения залежей углеводородов – ловушек нефти и газа.

Таким образом, обосновывается существование целого класса перспективных резервуаров, являющихся основой формирования низкозатратных при освоении нефтегазовых ловушек. В связи с этими результатами следует внимательно отнестись к следующим регионам: Московский осадочный бассейн, Западная Сибирь и Восточная Сибирь.

Московский осадочный бассейн, который на основе анализа геологической информации, геофизических данных и результатов бурения, объединяет Московскую и Мезенскую синеклизы и Волго-Уральскую антеклизу. При этом, после выделения зон проявления траппового магматизма венд-раннедевонского возраста удалось оценить нефтегазовый потенциал территории в 20 млрд т н.э. [7]. Причем перспективы связаны с легкодоступными районами Европейской части России и с глубинами до 3 км (рис. 2).

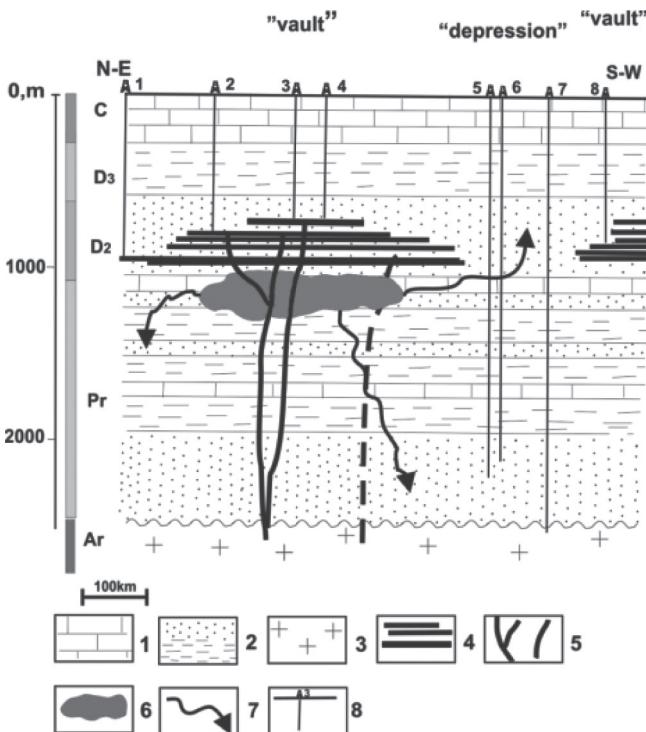


Рис. 1. Модель строения осадочного разреза при наличии трапповых формаций: 1 – известняки; 2 – песчаники, аргиллиты, глины; 3 – граниты кристаллического фундамента; 4 – кристаллические породы трапповых формаций; 5 – каналы поступления магматического расплава; 6 – углеводородный «реактор»; 7 – вероятные направления миграции углеводородов; 8 – скважины

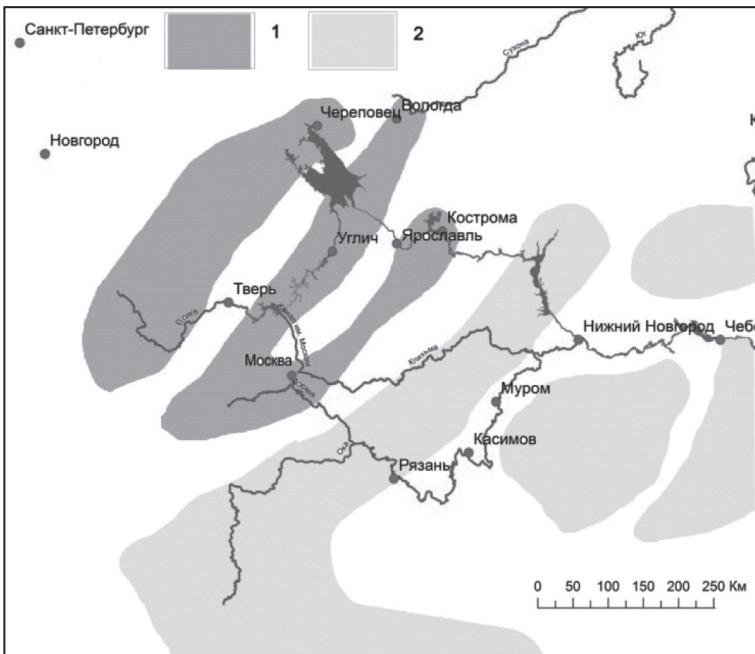


Рис. 2. Схема плотности геологических ресурсов углеводородов на территории Московского осадочного бассейна.

1 – 0.6/0.06 млн т/км²; 2 – 0.4/0.04 млн т/км² (при вероятностях образования залежей углеводородов 10%/1%) [6]

Аналогичный анализ с учетом данных бурения сверхглубоких скважин СГ-6 и СГ-7 на Уренгойском валу, выполненный на территории Западной Сибири позволил совершенно по-новому представить строение промежуточного стратиграфического этажа (доюрский осадочный комплекс) [8]. Практическим следствием сказанного является высокая оценка поискового нефтегазового потенциала промежуточного стратиграфического этажа в пределах положительных геоструктур, связанная с терригенными интервалами трапповых формаций пермо-триасового возраста, и подтрапповых горизонтов, включая карбонатные толщи девон-нижнепермских отложений, для которых породы трапповых формаций будут служить региональным флюидоупором.

К сожалению, трапповые поля Восточной Сибири, площадь которых оценивается в 1 млн км², рассматриваются при поисковых работах на нефть и газ зачастую в качестве досадной помехи. Связано это, видимо с тем, что породы трапповых формаций из-за устойчивости к выветриванию часто выходят на поверхность или даже воздымается до 2000 м над

уровнем моря – плато Путорана. По этой причине, наверное, трапповый магматизм не принимается во внимание при анализе нефтегазового потенциала недр.

В заключении, можно с оптимизмом констатировать, что недостаточный уровень изученности недр, позволяет прогнозировать открытие крупных нефтегазовых залежей традиционного типа, что обеспечит их высокую рентабельность. Учет феномена повышения углеводородного потенциала недр за счет воздействия траппового магматизма также повышает перспективы наращивания высокорентабельных запасов нефти и газа.

Литература

1. Энергетическая стратегия Российской Федерации на период до 2035 года // Утверждена распоряжением Правительства Российской Федерации от 9 июня 2020 г. № 1523-р.
2. Шиловский А.П. Проект программы «Возрождение старых нефтегазодобывающих регионов России» // Актуальные проблемы нефти и газа. Вып. 4(23). 2018. С.14. <http://oilgasjournal.ru/index.html> DOI 10.29222/ipng.2078-5712.2018-23.art13
3. Шиловский А.П. Проблемы интерпретации геофизических данных в пределах Московско-Мезенского осадочного бассейна // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2011. № 12. С. 42–48.
4. Блюман Б.А. Земная кора океанов по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.
5. Черский Н.В., Царев В.П., Сороко Т.И., Кузнецов О.Л. Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов. Новосибирск: Наука, 1985. 223 с.
6. Шиловский А.П. Зоны нефтегазонакопления территории Московской синеклизы и величины геологических ресурсов в зависимости от характера эндогенных и геодинамических процессов // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2018. № 11. С. 34–39. DOI: 10.30713/2413-5011-2018-11-34-39
7. Barenbaum A.A., Zakirov S.N., Zakirov E.S., Klimov D.S., Serebryakov V.A. Physical and Chemical Processes During the Carbonated Water Flooding in the Oilfields // Conference: SPE Russian Petroleum Technology Conference. Moscow, January 2015. DOI:10.2118/176729-RU
8. Шиловский А.П. Западно-Сибирская плита: анализ строения промежуточного стратиграфического этажа // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2016. № 9. С. 25–2.

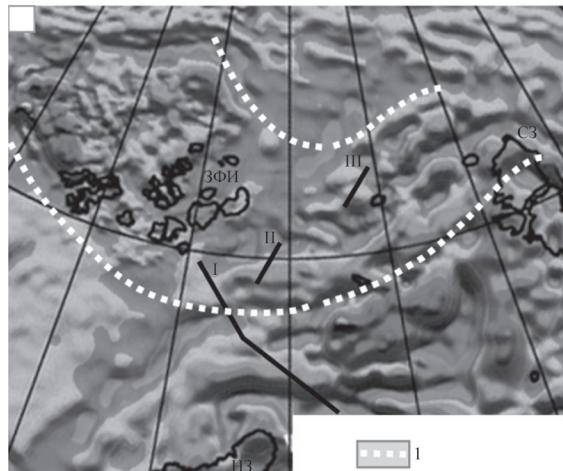
Проблемные вопросы распространения позднемезозойского магматизма на северо-востоке Баренцево-Карской континентальной окраины

Наибольший объем информации о магматизме получен при изучении арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и его шельфового обрамления. Архипелаг и прилегающий шельф в магнитном поле отчетливо представлены полосовыми аномалиями СЗ-ЮВ простирания (рис. 1). Эти аномалии однозначно совпадают с дайками различной мощности и протяженности и подводящими магматическими каналами, адаптированными к разломам соответствующей ориентировки [1, 4–6, 7]. Результаты бурения трех параметрических скважин на островах и изучения обнажений показывают наличие в разрезах многочисленных тел базальтоидов в виде силлов, даек, штоков, покровов, а также вулканогенно-осадочных комплексов. Полученные нами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом определения абсолютного возраста нескольких даек в центре арх. ЗФИ (о. Хейса) показали значения в диапазоне 138–133–125 млн лет (валанжин–баррем) [5–7]. На юго-восточном шельфовом обрамлении архипелага, в 45 км к востоку от о-ва Сальм (по 80° с.ш.) зафиксирована и опробована дайка с возрастом $120\text{--}121.9\pm4.8$ млн лет [3], что дает основание считать эти оценки характерными в целом для всего пояса. Все эти данные в совокупности с морскими геофизическими исследованиями, проведенными в последние годы в северной части Баренцево-Карской континентальной окраины, позволили в общих чертах наметить продолжение раннемелового пояса даек со Сvalльбардской плиты далее на восток в пределы Карской. Трасирование этого пояса базировалось на прослеживании согласованных положительных аномалий магнитного поля.

Материалы региональной сети сейсморазведки МОВ ОГТ (МАГЭ), линии разрезов которой пересекают эти аномалии, в ряде случаев (в зависимости от параметров объекта и разрешающей способности сейсмики) подтверждают наличие даек. Об этом свидетельствуют и пики на графиках кривых аномального магнитного поля, размещенные над сейсмическими разрезами. Однако, следует заметить, что определенный «сглаживающий» эффект в уровнях положительных аномалий вносят многочисленные пластовые тела силлов, особенно распространенные на шельфовом обрамлении ЗФИ, но не всегда выраженные на сейсмических разрезах.

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

Рис. 1. Положение линий сейсмических разрезов (I, II, III) на уменьшенной генерализованной карте магнитных аномалий. 1 – пунктирные линии – контуры пояса даек арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и его возможное продолжение в пределах континентальной окраины Карского моря. С3 – Северная Земля, Н3 – Новая Земля



Северная часть Карского моря все еще остается слабо изученным в геолого-геофизическом отношении регионом, в том числе и в плане проявлений позднемезозойского магматизма. Отметим, что на островах арх. Северная Земля не исключен меловой возраст субширотно ориентированных даек габбро-долеритов, занимающих, как отмечается [2] «резко секущее по отношению к основным геологическим структурам положение». Но конкретные определения возраста этих образований не приводятся.

На разрезе (рис. 2) в волновой картине иллюстрируемого разреза по интервалам колонн нарушенной сейсмической записи довольно отчетливо выделяются две группы объектов, локализованных в пределах контуров закартированных положительных аномалий магнитного поля.

Первая группа, судя по всему, обусловленная телами даек, зафиксированная в северо-западной части разреза, расположена в непосредственной близости от ЗФИ и сопровождается горизонтами силлов. Над головной оконечностью даек сформированы под воздействием внедрения интрузий антиклинальные формы в перекрывающих отложениях осадочного чехла. При этом последние сопровождаются нарушениями, либо зонами трещиноватости, которые проникают в меловые отложения, отражая, таким образом, разгрузку напряжений.

Вторая группа объектов, отображенная в центральной части разреза, находится за пределами предполагаемого нами мелового пояса и их головные части затрагивают лишь верхнепалеозойские комплексы отложений. Эта группа отличается значительно большей концентрацией объектов и преувеличенными их размерами, а также локализацией вблизи депоцентра бассейна Св. Анны, где зафиксирована отрицательная аномалия гравитационного поля в редукции Буге. О масштабах влияния этих «тел»

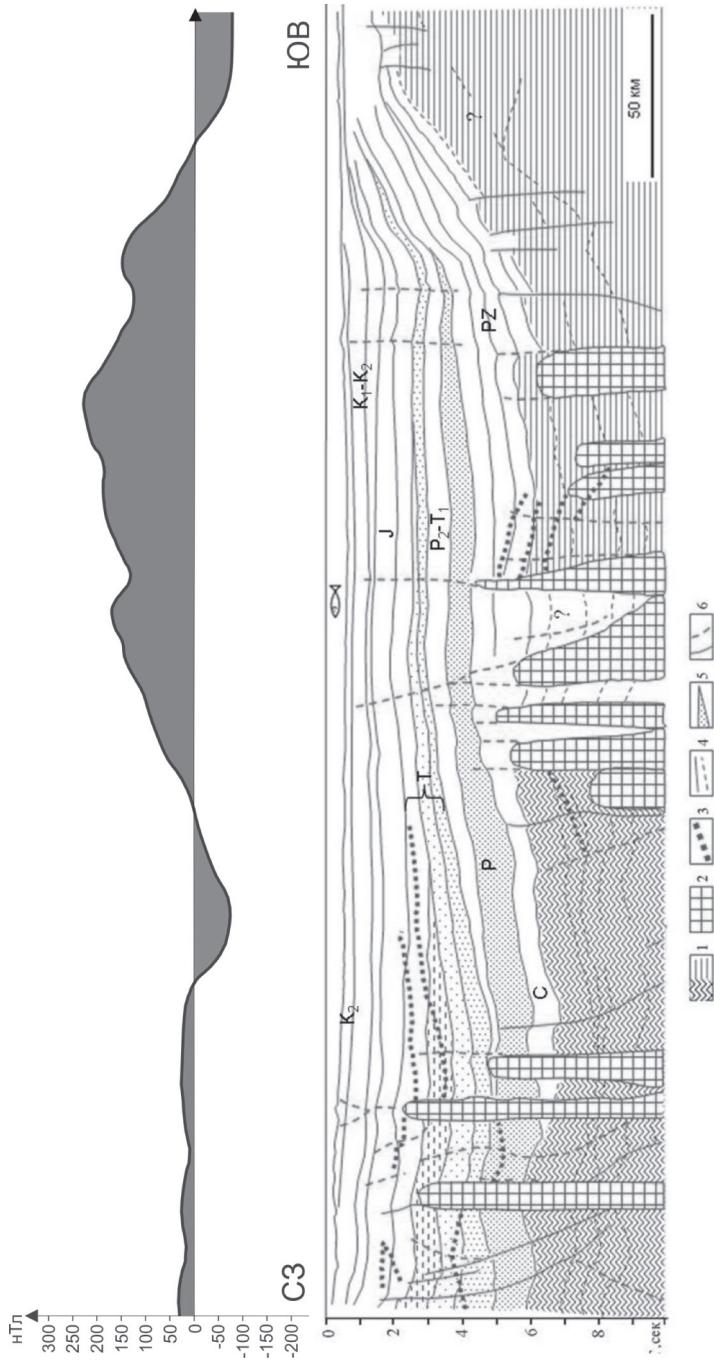


Рис. 2. Фрагмент интерпретированного сейсмогеологического разреза ВК-111 (положение на рис. 1 – линия I) через желоб Святой Анны. 1 – акустический фундамент, 2 – интервалы разреза с нарушенной волновой картиной и деформациями вмещающих пород, обусловленными внедрением даск и их комплексов (?), 3 – силлы, 4 – основные и прочие отражающие горизонты (границы сейсмокомплексов), 5 – сейсмокомплексы выклинивания, 6 – зоны трещиноватости

на структуру бассейна можно судить не только по локальным деформациям над их головными частями, но и, в целом, по сформированной над этой группой довольно значительной по размерам антиформы в перекрывающих отложениях. Природа этих образований, учитывая их размеры, остается неясной несмотря на то, что они связаны со значительной по масштабам и интенсивности положительной магнитной аномалией. Можно предположить, что они связаны с Р–Т тектономагматическими событиями. К тому же следует учитывать возможное искажение размера этих деформационных колонн в сторону увеличения в связи с тем, что линия разреза пересекает простирание магнитной аномалии под острым углом. Следует также заметить, что зона «внедрения» рассматриваемой группы образований является разделом различных по облику отражений блоков акустического фундамента.

Сейсмический разрез (линия II), в отличие от предыдущего, пересекает продолжающиеся с ЗФИ дайки, судя по структуре магнитного поля, практически ортогонально их простиранию. Отчетливо видно, что головные части даек «упираются» в комплекс отложений, представленный по нашему мнению вулканогенно-осадочными образованиями аптского яруса нижнего мела. Деформированность этих отложений над головами даек свидетельствует о том, что дайки воздействовали на них по образу и подобию поршня, выталкивая вверх по разломам. Следует заметить, что описываемый разрез расположен над крупной и интенсивной положительной аномалией магнитного поля, маркирующей южное ограничение пояса даек, и выделенная серия объектов однозначно отражает магматическую природу этой аномалии.

Фрагмент глубинного сейсмического разреза (линия III) расположен над локализованной положительной магнитной аномалией в пределах Карской плиты западнее о. Ушакова. Зафиксированная в волновой картине наиболее заметная магматическая интрузия как нельзя лучше характеризует весь набор черт, свойственный дайкам, отображаемым на сейсмических разрезах. Хорошо заметно, что это магматическое тело прорывает акустический фундамент, нарушает прослеживание осей синфазности и деформирует примыкающие сейсмические границы в осадочном разрезе. Вместе с тем в рассматриваемом интервале сейсмической записи имеют место «засвеченные» участки, а над головной частью интрузии, ограниченной нарушениями, отмечается облекающий и выпуклый облик перекрывающих горизонтов осадочного чехла. Указанная дайка отчетливо идентифицируется пиком на графике кривой аномального магнитного поля.

На дальнейшее продолжение пояса даек в северной части Карской плиты указывают цепочки положительных магнитных аномалий, которые по мере их прослеживания к северо-востоку начинают изменять свои про-

стирания на субширотные. На границе с котловиной Нансена аномалии, судя по положению их заключительных фрагментов, плавно разворачиваются в юго-восточном направлении, теряют свою выразительность и, по существу, срезаются бортовой зоной океанической впадины. Однако в южном сегменте Евразийского бассейна наблюдаются, видимо, остаточные магнитные аномалии юго-восточной ориентировки. Они сохранились на сильно растянутых блоках континентального фундамента и вступают в диссонанс с линейными магнитными аномалиями, сопровождающими развитие осевого спредингового центра хребта Гаккеля.

Ширина предполагаемого дайкового пояса арх. ЗФИ соответствует ширине этого сводово-блокового поднятия и составляет ~400 км, а в пределах Карской плиты испытывает сужение в 1.5 раза. Общая протяженность пояса по дуге составляет порядка 900–1000 км.

Особенностью расположения предполагаемого дайкового пояса является отсутствие соподчиненности в его соотношениях с элементами структурно-тектонического плана как в пределах Сvalбардской плиты, так и Карской, включая и трог Св. Анны. При этом при переходе от одной плиты к другой дайковый пояс, как показывают магнитные аномалии, испытывает разворот с юго-восточного простирания (дайки ЗФИ) на северо-восточное. Этот дугообразный изгиб пояс претерпевает при пересечении зоны разломов в пограничной структуре трога Св. Анны.

Следует отметить и такую характерную для дайкового пояса особенность как снижение интенсивности связанных с ним аномалий в магнитном поле при прослеживании с запада на восток, что связано с заглублением магнитоактивных тел. В прогибе Св. Анны и в пределах Карской плиты дайки находятся на глубине соответственно от первых километров до 6–7 километров. Но как показывают результаты геологических съемок, аналогичные по форме проявления интрузии базальтоидов обнаруживаются на о-вах Северной Земли и не исключается их меловой возраст [1, 2].

Резко наложенный характер раннемелового дайкового пояса по отношению к структурно-тектоническому плану севера Западно-Арктической платформы указывает на отсутствие связей пояса с развитием тех или иных ее впадин и прогибов. Это приводит к выводу о том, что образование рассматриваемого дайкового пояса обусловлено более глобальными геодинамическими причинами, по нашим представлениям, связанными со становлением структурной системы Арктического бассейна. Сопоставляя дайковые пояса Канадского Арктического архипелага, континентальных окраин Баренцево-Карского и, по всей видимости, Восточно-Сибирского региона, достаточно очевидно, что они образуют общий дугообразный контур, обозначивший площадь динамического воздействия мантийного плюма на литосферу Арктики. Со стороны Баренцево-Карской окраины дайковый пояс ограничивает возникновение субсогласных с ним зон раз-

рыва и дальнейшего отчленения сегментов литосферы. С двух других сторон, Гренландско-Североамериканской и Сибирско-Чукотской, рассматриваемые пояса даек сопрягаются с зонами сдвигов. В конечном итоге это привело к обособлению, на соответствующем этапе геодинамической эволюции, Амеразийской микроплиты [7] и ее перемещению по направлению к тихоокеанской зоне субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70012 по программе «Ресурсы Арктики».

Литература

1. Кораго Е.А., Столбов Н.М., Проскурин В.Ф. Магматические комплексы островов западного сектора Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 74–100.
2. Кузьмин В.Г., Авдюничев В.В., Гавриш А.В. и др. Северная Земля. Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 187 с.
3. 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.
4. Шипилов Э.В. Позднемезозойский магматизм и кайнозойские тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины: влияние на распределение углеводородного потенциала // Геотектоника. 2015. № 1. С. 60–85.
5. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника Арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Амеразийского бассейна // Геология и геофизика. 2016. № 12. С. 2115–2147.
6. Шипилов Э. В., Калякин Ю.В. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376–382.
7. Шипилов Э.В., Лобковский Л.И. Позднемезозойский плюмовый магматизм Арктического региона: геохронология, фазы и геодинамические обстановки проявления // Арктика: экология и экономика. 2016. № 2 (22). С. 72–81.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Макеев В.М., Пикулик Е.А., Макеева Е.А.</i> Структуры, неотектоника и современная геодинамика Средневолжского региона.....	3
<i>Маринин А.В.</i> Тектонические напряжения и деформационные структуры Северо-Западного Кавказа	7
<i>Медведева С.А.</i> О складчатой структуре отложений Комсомольского разреза (северный Сихотэ-Алинь) на основе литогеохимических данных	12
<i>Медведь И.В., Кулаков И.Ю.</i> Глубинная структура литосферы Северо-западных Гималаев.....	14
<i>Межеловская С.В., Межеловский А.Д.</i> Особенности заложения и последующего развития палеопротерозойской структуры Ветреный пояс	18
<i>Мелик-Адамян Г.У.</i> К вопросу об амплитуде и темпе пост-среднеакчагыльских тектонических поднятий северной части Армянского нагорья.....	22
<i>Мигурский Ф.А.</i> Палеозойская геодинамика Сибирской платформы.....	26
<i>Милюкова А.Г., Скобленко А.В.</i> Особенности состава, строения и происхождения ультрабазитов Итмурундинского массива Северо-Балхашской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан)	32
<i>Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б.</i> Источники вещества и условия седиментации терригенных пород присаянского регионального стратиграфического горизонта южной окраины Сибирской платформы.....	36
<i>Низовцев В.В.</i> Вихревая природа геомагнетизма	40
<i>Никитин А.В., Пилюгин С.М.</i> Формирование углеводородов на стадии континентального рифта и пострифтового развития осадочного бассейна	44
<i>Никишин А.М., Петров Е.И., Черных А.А., Родина Е.А., Старцева К.Ф., Фрейман С.И., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Афанасенков А.П., Савин В.А., Сколотнев С.Г., Клутинг С., Посаментиер Х., Фоулдер Дж.</i> Новая тектоническая и геодинамическая модель формирования Арктического океана	48
<i>Николаева С.Б.</i> Возрастные рубежи проявления голоценовых землетрясений восточной Фенноскандии по результатам изучения донных садков озер	52

<i>Нуртаев Б.С., Цай О.Г.</i> База данных и программа расчета петрохимических и геохимических соотношений (на примере офиолитов Южного Тянь-Шаня)	55
<i>Милюков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н., Стеблов Г.М., Корженков А.М., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Агibalov А.О., Сенцов А.А.</i> Исследования современных тектонических движений Западного Кавказа и Предкавказья с использованием данных спутниковой геодезии	62
<i>Павлова Т.А., Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Постников А.В., Ларионов А.Н.</i> Докембрийская эволюция Токмовского мегаблока (Волго-Уральский сегмент Восточно-Европейского кратона): возраст образования протолитов, условия метаморфизма, взаимоотношения со складчатым обрамлением	67
<i>Павловская Е.А., Худолей А.К., Рух Й.Б., Москаленко А.Н., Гийон М., Малышев С.В.</i> Тектоническая эволюция северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным анализа палеонапряжений и U-Pb датировок кальцита	71
<i>Пазухина А.А., Малышев С.В., Савельев А.Д.</i> Петро графо-геохимическая типизация раннекембрийского магматизма северо-востока Сибирской платформы (район реки Нелегер)	75
<i>Перфилова А.П., Сафонова И.Ю., Бискэ Г.С., Конопелько Д.Л., Ковач В.П., Орзобаев Р.Т.</i> Геологическое положение и вещественный состав терригенных пород Алайского хребта (Киргизия, Южный Тянь-Шань)	78
<i>Перчук А.Л., Геря Т.В., Захаров В.С.</i> Влияние деплетированной мантии на стиль субдукции на разных стадиях развития Земли: результаты петролого-термомеханического моделирования	82
<i>Петров Г.А., Ронкин Ю.Л.</i> Появление метаморфизма умеренных давлений в глаукофансланцевом поясе на Северном Урале	85
<i>Пискарев А.Л., Савин В.А., Ованесян Г.И.</i> Этапы формирования земной коры Канадского бассейна, Северный Ледовитый океан.....	88
<i>Плюснин А.В., Гёкче М.И.</i> Факторы формирования и разрушения залежей углеводородов подсолевого карбонатного комплекса на юге Непско-Ботуобинской антеклизы.....	92
<i>Подурушин В.Ф.</i> Тектоника Енисей-Хатангского регионального прогиба	96
<i>Покалюк В.В., Ломакин И.Э., Верховцев В.Г.</i> Балтийско-Иранский суперлинеамент – глобальный трансевразийский пояс дислокаций и планетарной мегатрещиноватости	100

<i>Попков В.И., Попков И.В.</i> Формации, история развития и перспективы нефтегазоносности триасовых осадочных бассейнов Западного Предкавказья	105
<i>Поселов В.А., Смирнов О.Е., Соколов С.Д., Савин В.А., Пискарев А.Л., Киреев А.А., Леонова Н.Е.</i> Геологическая модель для юридического закрепления внешней границы континентального шельфа России в Северном Ледовитом океане.....	109
<i>Пржиялговский Е.С.</i> Строение Нарынской и Атбашинской внутригорных впадин и оценка позднекайнозойского сокращения ширины Срединного Тянь-Шаня.....	112
<i>Прийменко В.В., Глухов А.Н.</i> Позднемеловой окраинно-континентальный рифтогенез и Au-Ag адуляр-серицитовое оруденение (Северо-Восток Азии)	117
<i>Пономарева Т.А., Пыстин А.М.</i> Структурные связи эклогитсодержащих комплексов севера Урала с кристаллическим фундаментом Печорской плиты.....	122
<i>Потапов И.Л., Пыстин А.М.</i> Структурная эволюция и метаморфизм пород париквасьшорской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал)	126
<i>Разницин Ю.Н.</i> Эксгумация верхнемантайских и нижнекоровых пород в Атлантическом океане	130
<i>Разумовский А.А., Рязанцев А.В., Новиков И.А.</i> Офиолиты в позднепалеозойских тектонических покровах Сакмарского краевого аллохтона (Южный Урал)	135
<i>Родина Е.А., Никишин А.М., Старцева К.Ф., Посаментиер Х.</i> Формы проявления мелового вулканализма и интрузивного магматизма в районе поднятия Менделеева (Арктический океан) по геофизическим данным.....	139
<i>Родкин М.В., Рукавишникова Т.А.</i> Комплекс поисковых признаков на основе флюидодинамической модели нефтегенеза.....	143
<i>Имамвердиев Н.А., Романько А.Е., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Рашиди Б., Хейдари М.</i> Новые и прежние материалы по альпийскому магматизму, тектонике и металлогении некоторых структур Малого Кавказа и Восточного Ирана: интерпретация и обсуждение	147
<i>Романюк Т.В., Страшко А.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Новикова А.С.</i> Верхнее ограничение возраста офиолитовой ассоциации мыса Фиолент (Крым)	150
<i>Рыжкова Д.А., Косырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А.</i> Структурный анализ геофизических полей Сейшельско-Маскоренского плато и плотностное моделирование	155

<i>Рязанцев А.В., Голионко Б.Г., Скобленко А.В., Соболев С.Н., Каныгина Н.А.</i>	Максютовский и тулепсайский высокобарические комплексы Южного Урала и Мугоджар: новые данные о возрасте и обстановках формирования	158
<i>Савинский И.А., Сафонова И.Ю., Перфилова А.А.</i>	U-Pb возраст дегритовых цирконов из обломочных пород формации Горки Улан-Баторского аккреционного комплекса, Центральная Монголия	163
<i>Самсонов А.В., Служеникин С.Ф., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Ерофеева К.Г., Полозов А.Г.</i>	Активная окраина 870 млн лет в северо-западной части Сибирского кратона: данные по ксенолитам из раннетриасовой эксплозивной Масловской диатремы, Норильский район.....	168
<i>Сенцов А.А., Агibalov A.O., Полещук А.В.</i>	Анализ неотектонических движений острова Уруп геоморфологическими и тектонофизическими методами	172
<i>Сим Л.А., Гордеев Н.А.</i>	Сравнение результатов изучения тектонических напряжений Кавказа разными методами.....	175
<i>Скобленко А.В., Дегтярев К.Е.</i>	Два эпизода высокобарического метаморфизма в Северо-Балхашской оphiолитовой зоне (Центральный Казахстан) и оценка их роли в раннепалеозойской эволюции Джунгаро-Балхашского палеоокеана	179
<i>Сколовцев С.Г., Пейве А.А., Добролюбова К.О., Соколов С.Ю., Чамов Н.П.</i>	Тектоническое строение мегатрансформа Долдрамс (Приэкваториальная Атлантика)	183
<i>Сметанин А.В., Марченко А.К.</i>	Большеанабарская мегаструктура севера Сибирской платформы	187
<i>Смирнов Ю.В.</i>	Первые сведения о геохимических особенностях девонских песчаников Приамурского фрагмента Нора-Сухотинского террейна	188
<i>Смирнова Ю.Н., Дриль С.И.</i>	Результаты Sm-Nd изотопно-geoхимических исследований метаосадочных пород быркинской серии северо-западной части Аргунского континентального массива	191
<i>Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Сорохтин Н.О., Тучкова М.И., Кононов М.В.</i>	Тектоника арктических окраин Чукотки и Северной Аляски и происхождение Амеразийского бассейна.....	194
<i>Соколов С.Ю., Агранов Г.Д., Шкарубо С.И., Зайончек А.В., Абрамова А.С.</i>	Зайончек А.В., Абрамова А.С. Признаки дегазации в осадочном чехле юго-восточного обрамления хребта Книповича по сейсмическим данным	198

<i>Старцева К.Ф., Никишин А.М.</i> Апт-альбские и эоценовые сдвиговые деформации Восточно-Сибирского и Северо-Чукотского бассейнов	203
<i>Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Суслова А.А., Краснова Е.А., Сауткин Р.С.</i> Тектонические аспекты формирования черных сланцев фанерозоя Северной Евразии	206
<i>Стогний Г.А., Стогний В.В.</i> Становой мегаблок Алдано-Станового щита: к проблеме типизации земной коры.....	210
<i>Столбов Н.М., Кременецкий А.А., Зайончек А.В., Граменицкая П.Н.</i> Возраст толеитовых базальтов мыса Лудлова острова Земля Александры архипелага Земля Франца-Иосифа (новые данные).....	214
<i>Страшко А.В., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Никишин А.М., Колесникова А.А., Новикова А.С., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.</i> Первые результаты U-Pb датирования зерен детритового циркона из ченских песчаников (Вторая гряда Крымских гор) – вклад в стратиграфию киммерид Горного Крыма	217
<i>Страшко А.В., Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б.</i> Характер распределения U-Pb-изотопных возрастов зерен детритового циркона из матрикса конгломератов нижней толщи г. Южная Демерджи (Горный Крым) и вероятные источники сноса материала	223
<i>Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Рогов А.В.</i> Силурийские гранитоиды Рассохинского террейна (Северо-Восток России): геохронология и геодинамическая обстановка формирования	227
<i>Талтыкин Ю.В., Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А.</i> Модель возникновения зональности редокс-условий кристаллизации магматитов в аккреционных и коллизионных орогенах в мезозое: связь с геодинамикой (по материалам исследований в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе).....	231
<i>Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Бондарь И.В.</i> Особенности строения поперечной Пшехско-Адлерской флексурно-разрывной зоны Большого Кавказа по данным структурных исследований.....	235
<i>Тевелев А.В., Борисенко А.А., Соболев И.Д., Казанский А.Ю., Правикова Н.В., Коптев Е.В., Жак Ю.</i> Судетская фаза тектогенеза на Южном Урале: источники сноса для бассейнов позднего визе – серпуховского века в пределах Восточно-Уральской мегазоны (U-Pb датирование детритовых цирконов).....	241

<i>Терехов Е.Н., Морозов Ю.А., Матвеев А.М.</i> Значение кремнекислых пород с положительной Еи аномалией для реконструкции палеотектонических обстановок (на примере Северного Приладожья)	245
<i>Третьяков А.А., Данукалов Н.К., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А.</i> Докембрийские структурно-вещественные комплексы западной части Улутауского террейна (Центральный Казахстан): особенности состава и обоснование возраста.....	249
<i>Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Зеленин Е.А., Бачманов Д.М., Трихунков Я.И.</i> Новейшая структура и строение верхней мантии Центральной Азии	253
<i>Тучкова М.И., Скотнев С.Г., Соколов С.Д., Белошей В.Э.</i> Палеозойские карбонатные породы Восточной Арктики и их корреляция	257
<i>Фельдман И.С.</i> Роль графитов в формировании и разрушении континентальной коры	262
<i>Фридловский В.Ю., Кудрин М.В.</i> Структурный контроль и тектонические поля напряжений титон-ранненеокомовых орогенных золоторудных месторождений западной части Кулар-Нерского террейна (Северо-Восток России)	267
<i>Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкаров В.А., Патина И.С., Постникова И.С.</i> Строение Зоны сочленения микроконтинентов Сарматия, Волго-Урал и Фенноскандия в составе Восточно-Европейской платформы	272
<i>Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б.</i> Гранитоиды южной части Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): новые U-Pb и Sm-Nd изотопные данные, петрогенетические и геодинамические следствия.....	276
<i>Чамов Н.П., Соколов С.Ю.</i> Атлантико-Арктическая рифтовая система: строение и направленность развития.....	279
<i>Черных А.А., Яковенко И.В., Глебовский В.Ю., Башев И.А., Корнева М.С., Латыпова Э.Х., Комарова В.С., Редько А.Г., Соколова Ю.А., Орлова Е.В.</i> Новая тектоническая схема Амеразийского бассейна	284
<i>Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В.</i> Идентификация и оценка возраста скрытого термального события в зёрнах обломочного циркона из рифейских песчаников Ивановского грабена Кольского полуострова методом рамановской спектроскопии.....	290
<i>Шарков Е.В.</i> Позднекайнозойская глобальная активизация тектономагматических процессов Земли: возможные причина и механизм осуществления	293

<i>Шаров Н.В., Бакунович Л.И., Белашев Б.З.</i> Структура земной коры Белого моря и прилегающих территорий по комплексу геолого-геофизических данных	296
<i>Шварев С.В., Николаева С.Б., Никонов А.А., Королева А.О.</i> Имандро-Колвицкий активный разлом – долгоживущая сейсмогенерирующая зона Кольского полуострова	299
<i>Шестаков П.А., Тевелев Ал.В., Правикова Н.В., Володина Е.А., Борисенко А.А., Казанский А.Ю., Коптев Е.В.</i> История формирования Чекинского массива щелочных гранитоидов (Южный Урал): анализ трещиноватости	303
<i>Шиловский А.П.</i> Формирование нефтегазовых залежей под воздействием траппового магматизма в пределах платформенных территорий	307
<i>Шипилов Э.В.</i> Проблемные вопросы распространения позднемезозойского магматизма на северо-востоке Баренцево-Карской континентальной окраины	312

Научное издание

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ:
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2022**

Материалы LIII Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 00.00.2022
Формат 62×94¹/₁₆. Бумага офсет № 1,80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 00,0 п.л. Тираж 000 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 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. Яковleva, 15.