

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

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2023

Материалы LIV Тектонического совещания

Том 1

Москва
ГЕОС
2023

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т 63

Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2023. 328 с.

ISBN 978-5-89118-862-4

Ответственный редактор

К.Е. Дегтярев

На 1-ой стр. обложки: Деформации в породах нижнего ордовика в зоне Пясино-Фаддеевского надвига. Восточный Таймыр, р. Ключевка. Фото М.К. Данукаловой

© ГИН РАН, 2023

© Издательство ГЕОС, 2023

Оценка степени тектонической раздробленности земной коры Северо-Западного Кавказа и Предкавказья на базе нового методического подхода

Для оценки степени тектонической раздробленности земной коры по данным дистанционного зондирования используются методику Ю.В. Нечаева [5]. Она основана на том, что верхняя часть литосферы может быть разделена на множество блоков кубической формы. Известно, что характер трещиноватости на одной из граней кубического образца горной породы в определенном приближении отражает трещиноватость других граней. Согласно методике Ю.В. Нечаева, трещиноватость верхней грани такого куба (линейного размера a) оценивается по удельной длине линеаментов (УДЛ), равной отношению суммарной протяженности линеаментов в расчетной ячейке к ее площади (a^2). Построение 3D модели тектонической раздробленности предполагает расчет УДЛ при разных значениях a и интерполяцию величин УДЛ на глубину $a/2$.

На наш взгляд, одним из недостатков этого подхода является во многом субъективный характер визуального дешифрирования. В связи с этим на примере Северо-Западного Кавказа и Предкавказья степень тектонической раздробленности оценена по удельной длине «слабых» зон и линий вытянутости, а также по взятой по модулю суммарной гауссовой кривизне рельефа (m^{-1}). Перечисленные морфометрические параметры связаны с современной сейсмичностью: наиболее сейсмоактивные районы отличаются повышенной плотностью линейных элементов дешифрирования и линий вытянутости, построенных в программе LESSA А.А. Златопольского [3], а также горизонтальной и вертикальной расчлененностью рельефа, которую на количественном уровне отражает его кривизна, взятая по модулю [1]. По нашему мнению, использование схем «слабых» зон, выделенных по данным анализа рельефа, предпочтительнее предложенного Ю.В. Нечаевым «тотального дешифрирования» из-за того, что алгоритм Н.П. Костенко [4] более формализован и лучше проработан в методическом отношении.

Методика проведенных нами исследований заключалась в расчете упомянутых характеристик рельефа по его цифровой модели SRTM с разрешением 3 угловые секунды [7] в программах ArcGis и LESSA, и

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

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

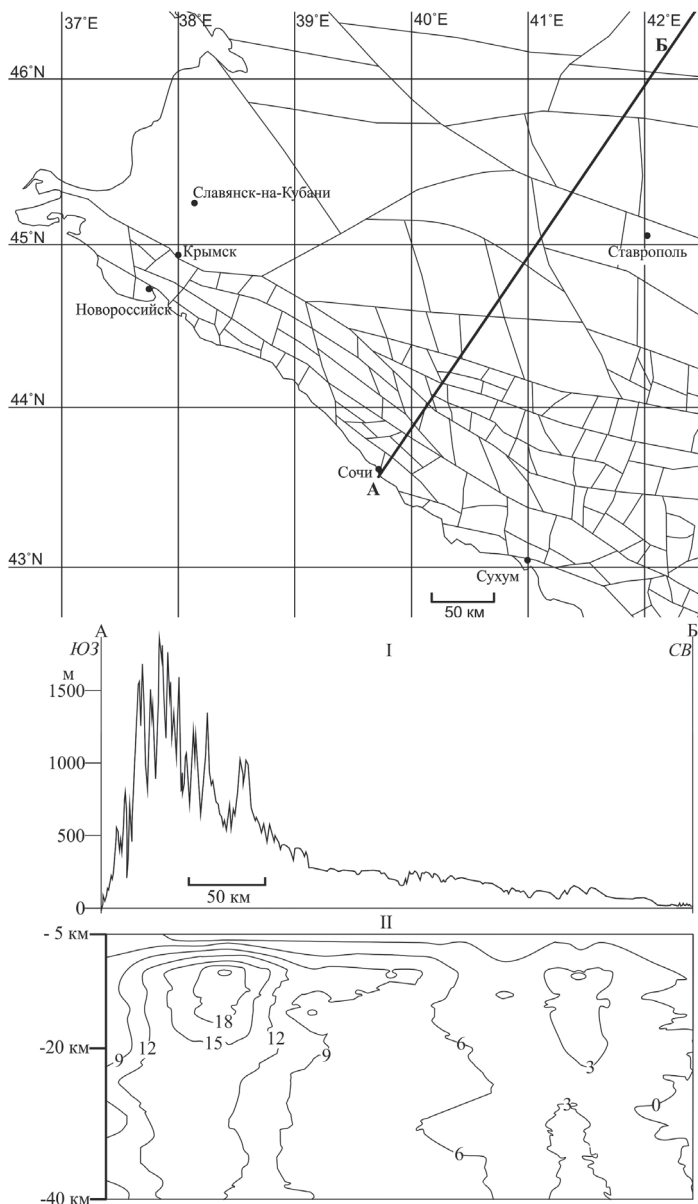


Рисунок. Схема блоковой делимости Северо-Западного Кавказа и Предкавказья и построенный на ее основе профиль, иллюстрирующий степень тектонической раздробленности: I – профиль рельефа по линии А-Б, II – профиль удельной длины «слабых» зон, $\times 10^{-2} \text{ км}^{-1}$

3D визуализации моделей в программе Voxler 4. Численная корреляция между их точечными элементами проведена в SPSS Statistics 17.0.

На всех построенных нами моделях, характеризующих поле тектонической раздробленности в интервале глубин 5–40 км, выделяется положительная аномалия под горно-складчатым сооружением Большого Кавказа (рисунок). Ей соответствует область разуплотнения пород на глубинах от 5–10 до 45–50 км, установленная методом микросейсмического зондирования [6]. Отметим, что этот результат согласуется с данными, полученными Ю.В. Нечаевым и его коллегами [2]. На профилях, построенных с учетом гауссовой кривизны рельефа, как область повышенной тектонической раздробленности проявлено Ставропольское поднятие, отличающееся высокой (для Предкавказья) современной сейсмичностью [6]. Между точечными элементами 3-х разработанных моделей достигнута умеренная (по шкале Чеддока) численная корреляция: коэффициент ранговой корреляции Спирмена варьирует от 0.47 до 0.51.

Таким образом, на примере Северо-Западного Кавказа и Предкавказья показана информативность оценки степени тектонической раздробленности в объеме геологической среды с использованием 3-х морфометрических характеристик рельефа: его гауссовой кривизны, удельной длины «слабых» зон и линий вытянутости.

Исследование выполнено в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Агibalов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Новые возможности геоморфологических и тектонофизических методов для анализа сейсмичности на примере Северо-Западного Кавказа и Воронежской антеклизы // Наука и технологические разработки. 2021. Т. 100. № 3. С. 40–52.

2. Богатилов О.А., Нечаев Ю.В., Собисевич А.Л. Использование космических технологий для мониторинга геологических структур вулкана Эльбрус // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 1–6.

3. Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 3. С. 38–46.

4. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 379 с.

5. Нечаев Ю.В. Линеаменты и тектоническая раздробленность: дистанционное изучение внутреннего строения литосферы / Под ред. акад. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2010. 215 с.

6. Рогожин Е.А., Овсюченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатилов А.В. Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН, 2014. 256 с.

Е.В. Аргюшков¹, П.А. Чехович^{1,2}

Девонское погружение земной коры в Московской синеклизе как следствие инфильтрации в литосферу глубинных поверхностно-активных флюидов

Одна из главных проблем геодинамики – механизмы крупных погружений континентальной коры. Вслед за [1] большинство исследователей в качестве главной причины формирования глубоких осадочных бассейнов рассматривают сильное растяжение литосферы [2 и др.]. В ряде глубоких бассейнов, судя по сейсмическим данным, следов сильного растяжения фундамента, однако, не наблюдается [3, 4 и др.]. Для образования таких структур во внутриплитных областях предложен переход базитов в земной коре в более плотные метаморфические фации. Этот процесс был катализирован инфильтрацией мантийных флюидов. Реальность данного механизма и возможные причины его проявления могут быть продемонстрированы на следующем примере [5, 6].

В центральной части древней Восточно-Европейской платформы расположен детально изученный осадочный бассейн Московской синеклизы. Литосфера сформировалась в нем, по крайней мере, полтора миллиарда лет назад. До конца раннего девона в течение одного миллиарда лет на основной части площади тектоническая активность оставалась низкой. В среднем и позднем девоне в течение 40 миллионов лет в синеклизе происходило погружение коры. Оно привело к отложению осадков мощностью примерно 1 км, сохранившихся до настоящего времени. Растяжением это погружение докембрийской коры не сопровождалось, и активных коллизионных границ рядом с синеклизой не было. В таких условиях погружение могло быть обусловлено только уплотнением пород основного состава в древней коре за счет проградного метаморфизма.

Ранее большим коллективом геологов [7] были построены карты мощностей для последовательности дробных биостратиграфических единиц

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

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

субрегиональной шкалы среднего и позднего девона. Эти материалы наглядно отражают величины погружения коры в Московской синеклизе. Их модификация с помощью графических компьютерных приложений и последующий анализ позволили выявить ряд особенностей погружения, а также сделать некоторые заключения относительно его причин [5, 6].

На всех построенных картах видно, что погружение коры на площади было сильно неоднородным. В ряде мест величина погружения значительно изменялась на расстояниях в несколько десятков километров. На древней литосфере с высокой изгибной жесткостью это было возможно только в результате увеличения плотности пород за счет проградного метаморфизма на небольших глубинах, то есть, в пределах земной коры.

Чтобы катализировать реакцию после долгого периода стабильности, был необходим приток в кору мантийных флюидов. Сравнение карт показывает, что на каждом последующем этапе картина погружения сильно изменялась по отношению к предыдущему. За промежутки времени в несколько миллионов лет свойства истощенной мантийной части древней литосферы сильно измениться не могли. Поэтому данный слой толщиной порядка 150 км не мог обеспечить приток в кору флюидов, тем более приток флюидов, неоднородный на площади и во времени. В таких условиях флюиды должны были поступать из той части мантии, которая расположена ниже подошвы литосферного слоя.

Согласно современным представлениям, мантийные флюиды проходят через литосферный слой только вдоль крупных глубинных разломов или разломных зон. В среднем и позднем девоне погружение коры происходило по всей площади Московской синеклизы, и на его распределение глубинные разломы влияли слабо. Отсюда следует, что флюиды также проникали в кору по всей площади бассейна.

На ряде этапов картина погружения в синеклизе сильно изменялась за миллион лет или быстрее. Это означает, что за такие короткие промежутки времени флюиды просачивались через мантийную литосферу толщиной порядка 150 км. Такой процесс был возможным, только если флюиды обладали особыми свойствами и были поверхностно-активными. Благодаря этому они быстро проникали в мантийную часть литосферы, смачивая межзерновые контакты в породах и формируя тончайшие пленки в поликристаллической среде.

Основная часть площади континентов относится к внутриплитным областям. В настоящее время в качестве главных процессов, происходящими в мантии под такими регионами, считаются общемантийная конвекция и подъем крупных плюмов. Анализ данных о девонском погружении коры в Московской синеклизе позволил обнаружить новое, ранее не известное явление в мантии Земли. Это продолжительное поступление в литосферу крупной области слабого потока поверхностно-активных мантийных

флюидов, сильно неоднородное на площади и быстро изменяющееся во времени.

За 40 млн лет литосферная плита Лавруссии переместилась вместе с Московской синеклизой, по крайней мере, на 1000–2000 км. При этом поступление в данный слой глубинных флюидов, скорее всего, охватывало более крупные области. Тем не менее, погружение коры было в основном сосредоточено в синеклизе и существенно не затрагивало большинства прилегающих к ней областей. Это означает, что породы, залегающие в нижней части земной коры под синеклизой, были в более значительной степени подвержены метаморфизму под влиянием инфильтрации глубинных флюидов. В соседних областях состав пород был несколько иным, и поступление в них мантийных флюидов к существенным метаморфическим преобразованиями не приводило.

Ранее нами рассматривались некоторые явления в земной коре континентов, связанные с поступлением в нее больших объемов мантийных флюидов. Так, в обширных областях много раз происходили быстрые погружения, за один или несколько миллионов лет формировавшие глубоководные впадины на месте шельфового мелководья [3, 4]. В девонское время такие погружения проявились в ряде областей, в том числе в Прикаспийской впадине и в северной части Баренцева моря. Деформаций осадочного чехла и фундамента, характерных для сильного растяжения, во время погружений обычно не возникало, что хорошо видно на сейсмических профилях и в поверхностных обнажениях осадков глубоких палеовпадин. Эти данные указывают на то, что погружения были обусловлены уплотнением пород в земной коре вследствие метаморфизма. Для быстрого осуществления такого процесса требовалась кратковременная инфильтрация в кору больших объемов мантийных флюидов.

Во время быстрых высокоамплитудных погружений коры в фундаменте и в осадочном чехле глубоких прогибов часто возникали флексуры высотой до нескольких километров и шириной в десятки километров. Их образование указывает на резкое временное размягчение литосферного слоя [8]. Многие области с сильно размягченной литосферой были вскоре сильно сжаты и вошли в состав складчатых поясов.

За последние несколько миллионов лет на континентах мощно проявился другой тип движений земной коры. Это быстрые поднятия, сформировавшие высокие плато, горные хребты и другие положительные морфоструктуры современного рельефа. На основной части площади континентов поднятия произошли на докембрийских кратонах и сжатием коры они не сопровождалось. Такие движения требовали разуплотнения пород в результате ретроградного метаморфизма [9]. Их быстрое развитие указывает на поступление в кору больших объемов водных флюидов, катализировавших метаморфические реакции. Состав глубинных флюидов, ответственных за

разнотипные движения земной коры и ее деформацию, может быть существенно различным. Эта проблема требует дальнейшего изучения.

Исследования выполнены в рамках госзаданий Минобрнауки России для ИФЗ РАН на 2019–2023 гг., № 0144-2019-0002 и МГУ им. М.В. Ломоносова (рег. №АААА-А16-116042010088-5).

Литература

1. *Artemjev M.E., Artyushkov E.V.* Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 1197–1211.

2. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 25–32.

3. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 457 с.

4. *Артюшков Е.В., Беляев И.В., Казанин Г.С., Павлов С.П., Чехович П.А., Шкарубо С.И.* Механизмы образования сверхглубоких прогибов: Северо-Баренцевская впадина. Перспективы нефтегазоносности // *Геология и геофизика.* 2014. Т. 55. № 5–6. С. 821–846.

5. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Неоднородное погружение коры вследствие инфильтрации мантийных флюидов. Осадочный бассейн Московской синеклизы в среднем девоне // *Докл. РАН. Науки о Земле,* 2022. Т. 505. № 1. С. 76–88. DOI: 10.31857/S2686739722070039

6. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Роль глубинных флюидов в погружении коры древнего кратона. Осадочный бассейн Московской синеклизы в позднем девоне // *Докл. РАН. Науки о Земле.* 2022. Т. 507. № 2. С. 119–131. DOI: 10.31857/S2686739722601843

7. *Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Ржонницкая М.А., Федорова Т.И.* Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М.: МПР РФ Центральный региональный геологический центр, 1995. 265 с.

8. *Artyushkov E.V., Mörner N.-A., Tarling D.* The cause of loss of lithospheric rigidity in areas far from plate tectonic activity // *Geophysical Journal International.* 2002. V. 143. N 3. P. 752–776.

9. *Артюшков Е.В., Кориковский С.П., Массон Х., Чехович П.А.* Новейшие поднятия коры на докембрийских кратонах. Основные закономерности и возможные механизмы // *Геология и геофизика.* 2018. № 11. С. 1737–1764. DOI: 10.15372/GiG20181101

Системная взаимосвязь сейсмичности островных дуг Юго-Восточной Азии

Современная геодинамическая обстановка Азиатско-Австралийского сегмента Тихого океана формируется под влиянием конвергентного взаимодействия Евразийской, Индийской, Австралийской и Филиппинской литосферных плит. В результате геологическое строение Юго-Восточной Азии представляет собой гетерогенный ансамбль островных дуг и квазиостроводужных систем [3, 4] (рис. 1). С запада и юга регион обрамляет наиболее протяженная Зондская зона субдукции, в пределах которой обособлены 3 сегмента. На западе расположен Зондский островодужный архипелаг с наиболее крупным о. Суматра, к которому примыкает Зондский желоб. В южной части зоны находится о. Ява и сопряженный с ним Яванский желоб. На юго-востоке расположены Малые Зондские острова и море Банда с сопряженным Тиморским трогом. Восточное обрамление региона включает Филиппинский архипелаг. На западе под архипелаг наклонена Манильская зона субдукции, на востоке находится Филиппинская островная дуга, под которую с востока субдуцирует литосфера Филиппинского окраинного бассейна.

Центральная часть Юго-Восточной Азии обладает высокой степенью раздробленности. Отдельные блоки представляют собой, в основном, фрагменты континентальной коры, которые смещаются как по вертикали, так и вдоль разнонаправленных сдвигов, наиболее протяженными из которых являются Суматринский и Соронгский разломы. Деформации аккреционных призм в зонах субдукции периодически сопровождаются субгоризонтальными подвижками. Именно субгоризонтальный поддвиг вдоль одной из таких поверхностей рассматривают в качестве причины самого сильного в истории инструментальных наблюдений землетрясения в северо-западной части о. Суматра в декабре 2004 г. [5]. Высокая раздробленность коры Юго-Восточной Азии и разнонаправленное движение ее отдельных блоков объясняются приуроченностью этого региона к зоне взаимодействия Тихоокеанского, Альпийско-Гималайского и Австралийского поясов с высокой современной геодинамической активностью. Интенсивные преобразования структур Юго-Восточной Азии сопровожда-

¹ Государственный университет «Дубна», Дубна, Россия

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

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



Рис. 1. Тектоническая схема Юго-Восточной Азии: 1 – зоны субдукции, 2 – направления движения литосферных плит, 3 – глубоководные желоба, 4 – зоны сдвигов

ются также экстремально высокой сейсмичностью, которая, по-существу, является индикатором распределения и интенсивности наиболее значимых современных деформаций. С тем, чтобы выявить особенности и степень возможного влияния этих крупнейших геодинамических систем в современном геодинамическом развитии Юго-Восточной Азии, выполнен пространственно-временной анализ сейсмичности этого региона.

На основе выборки из каталога *USGS* в период с 1980 по 2021 гг. с M_{min} от 5 построена карта плотности эпицентров землетрясений с окном суммирования событий в 2 кв. град. [6]. На карте выявлено три области с высокой концентрацией очагов землетрясений, одна из которых располагается в меридиональной западной части Зондской островодужной системы, другая – на юге Зондской зоны субдукции, в районе Яванского желоба и Тиморского трога, и третья – в пределах Филиппинского архипелага со встречным расположением Манильской и Филиппинской зон субдукции (рис. 1). Для каждой из этих областей построены временные ряды числа землетрясений со скользящим осреднением по 5 гг. и 10 гг. со сдвигом в 1 год и выполнено их корреляционное сопоставление (рис. 2).

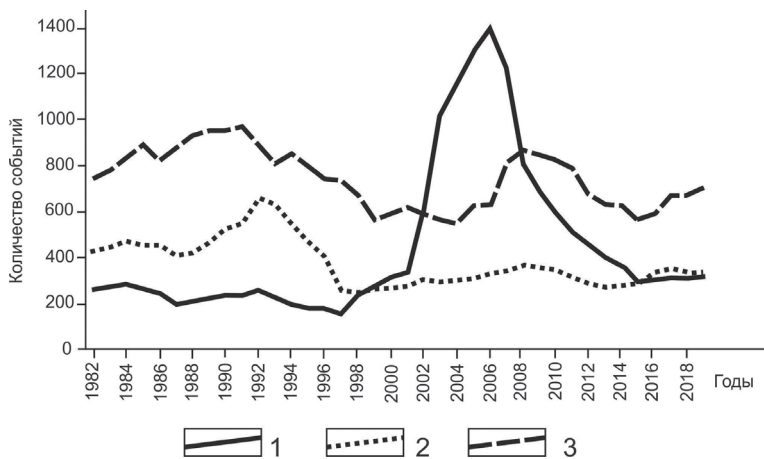


Рис. 2. Вариации количества землетрясений сейсмоактивных областей Юго-Восточной Азии с $M \geq 5$ в период с 1980 по 2021 гг. со скользящим осреднением по 5 годам, сдвиг 1 год, надписи по горизонтальной оси указывают середину 5-летнего интервала. Условные обозначения: 1 – западная часть Зондской зоны субдукции в районе Зондского желоба, 2 – южная часть Зондской зоны субдукции в районе Яванского желоба и Тиморского трога, 3 – Филиппинская островодужная система

В результате выяснилось, что близкое к синхронному изменение активности прослеживается для южного и восточного обрамления региона, коэффициент корреляции временных рядов при осреднении по 5 гг. достигает 0.75, а при осреднении по 10 гг. становится равным 0.92, что позволяет говорить о практически полном совпадении тенденций в изменении активности в южном и восточном обрамлении Юго-Восточной Азии. В то же время, по изменению активности землетрясений меридиональный отрезок Зондской зоны субдукции отчетливо обособляется. Резкая активизация этой области наступает с некоторым запаздыванием по отношению к минимуму активности в южной и восточной областях и проявляется максимально в связи с Суматранским землетрясением 2004 г. При этом относительно высокая активность северо-западной части Зондской зоны субдукции, начавшись в 2004 г., постепенно снижается, достигая своего прежнего среднегодового уровня около 50 событий в год только к 2013 г., т.е. период относительно высокой активности для этой части зоны субдукции после Суматранского землетрясения продолжается более 8 лет.

Таким образом, можно заключить, что южная часть Зондской зоны субдукции в районе Яванского желоба и Тиморского трога функционирует в системном единстве с сейсмоактивным восточным обрамлением Юго-

Восточной Азии и в большей степени находится под влиянием процессов, происходящих в пределах Тихоокеанского пояса. Полученные данные согласуются с информацией по Южной Пацифике, где ранее авторами обнаружено системное единство проявлений сейсмичности зон субдукции по обе стороны от Восточно-Тихоокеанского поднятия [1, 2].

Сравнительный анализ распределения гипоцентров землетрясений для каждой из областей вновь показал черты сходства, которые проявились в распределении очагов землетрясений по глубине на юге и востоке региона. Максимум событий в южной и восточной областях отмечен на глубинах 30–40 км. До глубины 700 км здесь происходит плавное снижение активности. На западе, в меридиональной ветви Зондской зоны субдукции распределение гипоцентров несколько отличается, и активная зона плавно рассредоточена в интервале глубин от 20 до 40 км. Ее положение обусловлено, по-видимому, активизацией этих глубин в период после Суматранского землетрясения 2004 г. – по данным NSGS глубина его очага составила 30 км. Еще одним отличием зоны является резкое снижение числа гипоцентров на глубинах более 100 км.

Таблица

**Корреляция временных рядов
со скользящим усреднением по 5 гг. и сдвигом в 1 гг.
в диапазоне глубин до 20, от 20 до 70 км и более 70 км**

	1/depth \leq 20	2/depth \leq 20	3/depth \leq 20
1/depth \leq 20		0,84	0,80
2/depth \leq 20	0,84		0,98
3/depth \leq 20	0,80	0,98	
	1/depth]20..70]	2/depth]20..70]	3/depth]20..70]
1/depth]20..70]		-0,28	-0,31
2/depth]20..70]	-0,28		0,70
3/depth]20..70]	-0,31	0,70	
	1/depth>70	2/depth>70	3/depth>70
1/depth>70		0,79	0,84
2/depth>70	0,79		0,95
3/depth>70	0,84	0,95	

Примечание. 1 – западная часть Зондской зоны субдукции, 2 – южная часть Зондской зоны субдукции в районе Яванского желоба и Тиморского трога, 3 – Филиппинская островодужная система; *depth* \leq 20 – глубина гипоцентров до 20 км, *depth*]20..70] – от 20 до 70 км, *depth* >70 – более 70 км.

С тем, чтобы выявить возможное взаимодействие различных горизонтов литосферы в пределах трех областей, сформированы выборки для глубин до 20 км, от 20 до 70 км и более 70 км. По выборкам построены временные ряды со скользящим осреднением по 5 гг. и выполнен их корреляционный анализ (табл.). В результате отмечена латеральная корреляция временных рядов на одинаковых глубинах. Вместе с тем, для глубин 20–70 км выявлена корреляция только для южной и восточной областей. Зона в западном обрамлении вновь ведет себя обособленно, демонстрируя слабую отрицательную корреляцию с временными рядами других областей.

Выводы

1. Анализом пространственного распределения эпицентров землетрясений Юго-Восточной Азии выявлено три области концентрации эпицентров землетрясений, приуроченных к зонам субдукции на западе (1), юге (2) и востоке (3) региона, а также относительно низкая активность в ее центральной части. Максимальная концентрация гипоцентров в пределах зон субдукции отмечена в интервале глубин от 20 до 40 км.

2. Временной ход событий в южном и восточном обрамлении региона обнаруживает высокую согласованность и, по-видимому, находится под влиянием субдукционных процессов Южной Пацифики.

3. Изменение числа событий на западе региона, в пределах меридиональной ветви Зондской зоны субдукции, происходит обособленно. Отличие обусловлено появлением экстремально сильного землетрясения на о. Суматра в 2004 г. и многолетней последующей активизацией этой области. Появление такого события может быть связано с импульсным характером субдукции под влиянием спрединга в Индийском океане, «ответом» на относительное сейсмическое затишье в южном и восточном обрамлении Юго-Восточной Азии или является одним из эпизодов в общепланетарной системе накопления и разрядки тектонических напряжений.

Литература

1. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С.* Современный сейсмогеодинамический режим островодужной окраины Тихого океана // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Мат-лы XLIX Тектонич. совещ., посвященного 100-летию акад. Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 22–28.

2. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Брянцева Г.В., Гусева И.С.* Анализ вариаций активности сейсмофокальных зон в южной части Тихоокеанского пояса //

Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы ЛП Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2020. С. 31–35.

3. *Куприн П.Н.* Континентальные окраины (переходные зоны) островодужного и альтернативного типов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013. Вып. 88. № 4. С. 36–54.

4. *Куприн П.Н.* Тектонические движения, создавшие континентальную окраину Тихого океана между Азией и Австралией. Бюлл. МОИП. Отд. геол., 2016, Вып. 91 (2-3). С. 16–28.

5. *Удоротин В.В., Ремизов Д.Н.* Геологическая интерпретация сейсмичности Юго-Восточной Азии // Вест. И-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 2005. № 3. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/geologicheskaya-interpretatsiya-seysmichnosti-yugo-vostochnoy-azii> (дата обращения: 30.10.2022).

6. Earthquake Data Base USGS. URL: <http://earthquake.usgs.gov> (дата обращения: 25.08.2022).

Д.А. Астафьев¹

Возможности совершенствования концепций бассейногенеза и геодинамики Земли

Имеющиеся геолого-геофизические материалы как по строению осадочных и нефтегазоносных бассейнов (О и НГБ), так и Земли в целом, а также современные объяснения геодинамического механизма её эволюции, позволяют говорить о новом достигнутом уровне знаний в геологии за прошедший более чем 70-летний период господства концепции тектоники литосферных плит.

Более того, рассмотрев сотни опубликованных моделей конвекции в мантии, отдельно неоднородностей астеносферы и движения литосферных плит, а также состояния и свойства мантийного вещества по сейсмо-томографическим характеристикам и экспериментальным данным, можно убедиться, что мантийное вещество в целом твёрдофазно, но расслоено по сейсмологическим, петрологическим, геотермическим и др. характеристикам и свойствам [1, 4]. При этом во всех оболочках выделяются неоднородности свойств мантийного вещества, как в латеральных направлениях, так и в радиальных [6]. (рис. 1, А).

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

Рис. 1. А – сейсмотомографический профиль через Карибский бассейн (по [6] с дополнением), отражающий столбчатую структуру коромантийной оболочки Земли практически до раздела ядро–мантия и возврат через слой D^{II} или вблизи него остаточного вещества литосферных слэбов на постоянно действующую подпитку апвеллинга в СОХ. Черными и белыми стрелками обозначены направления движения мантийного вещества, соответственно, гравитационного погружения столбчатых тел коромантийной оболочки и восходящего мантийного магматизма. Боковые стрелки показывают направления движения окружающих этот регион масс мантийного вещества в область деструкции коромантийной оболочки с пониженной плотностью. Б – профильный разрез Западно-Сибирского НГБ с учетом материалов по геотраверсу Берёзово – Усть-Мая и геодинамических процессов в коромантийной оболочке по аналогии с Карибской и другими областями деструкции на окраинах и внутри континентов.

←
1 – породы осадочного чехла; *2* – вулканогенно-осадочные породы синрифтового комплекса; *3* – дайковый комплекс; *4* – породы консолидированной земной коры; *5* – стратиграфические границы в осадочном чехле; *6* – граница фундамента; *7* – современная граница «М»; *8* – граница «М» перед началом рифтогенеза; *9* – условное положение границы «М» после формирования ОБ, если бы не действовали процессы деструкции и частичного возврата корового вещества в мантию; *10* – направления погружения коромантийных столбов под ОБ на зону плавления слоя D^{II} и/или на внешние слои жидкого ядра; *11* – направления встречного восходящего магматизма в мантии в виде жил, даек и других форм; *12* – направления транзита захваченного конвекцией мантийного расплава на постоянно действующую подпитку апвеллинга в океанических поясах спрединга; *13* – направления давления смежных коромантийных секторов

Только исходя из этих полученных результатов (казалось бы, неожиданных), можно было сделать вывод о наличии глубинных, пронизывающих всю толщину коромантийной оболочки – 2900 км структур бассейногенеза на Земле [5], сохраняющихся на всем протяжении их эволюции и в процессе латеральных перемещений на сотни и тысячи километров. Вспомним устойчивые глубинные геодинамические режимы, обоснованные В.В. Белоусовым под тектоническими элементами континентов и океанов [3]. В этом он был прав, но отвергал латеральные перемещения на большие расстояния.

В этой связи изучение более пятисот О и НГБ Земли позволило сделать вывод, что большинство крупных НГБ можно рассматривать в виде субрадиальных деструктивных каналов от раздела ядро–мантия до поверхности (рис. 1, Б).

Кроме того, на исчерпывающем фактическом материале удалось обосновать концепцию геодинамики коромантийных секторов Земли, состояния геодинамики Земли при формировании и распаде Пангей [1];

механизм погружения литосферных плит, а по существу окраин коромантийных плит в поясах и областях субдукции–дайвинга; разный масштаб проявления геодинамического механизма на Земле – глобальный (в группировках коромантийных плит) и планетарный (между группировками); механизм формирования орогенов; взаимосвязь геодинамических процессов от поверхности Земли до раздела ядро–мантия; механизмы формирования очагов сильных землетрясений; современную тенденцию геодинамической эволюции Земли и её поверхностного лика; практическое использование новой геодинамической концепции для организации поисково-разведочных работ регионального и поискового этапов.

Также следует согласиться с выводами В.П. Гаврилова (нефть, газ – возобновляемые ресурсы), что в данных областях наук о Земле пока далеко еще не все ясно, ... ряд положений требует дополнительного и целенаправленного изучения. Отсюда вытекает необходимость организации и проведения комплексных фундаментальных исследований по данной проблеме, включая создание полигона для организации мониторинговых наблюдений.

В этой связи для крупнейших О и НГБ, рифтовых систем и орогенов континентальных окраин России и Арктического региона, с целью детализации структуры литосферы, мантии и даже внешней оболочки ядра Земли, рекомендуется продолжить глубинное изучение территории и акваторий морей России – дополнительно к профилям ГСЗ выполнить высококачественную сейсмотомографию, GPS-ГЛОНАСС съёмки с бурением, где это будет целесообразно, параметрических скважин и скважин научного бурения [2].

Программа позволит уточнить:

- детальную геодинамику и кинематику тектонических структур в О и НГБ, и зонах нефтегазонакопления;
- глубинную (коромантийную) структуру О и НГБ;
- возможности обоснования новых критериев нефтегазогеологического районирования, учитывающих объемы дегазации и гидрирования РОВ и керогена глубинным водородом;
- возможности создания технологий управления напряженным состоянием недр (закачка жидкостей в разломные области, глубинные взрывы, волновое воздействие и др.), что позволит искусственно вызывать увеличение напряжений сжатия в зонах нефтегазонакопления и, тем самым, повышать извлекаемые объёмы нефти, газа и конденсата месторождений УВ – это значительный резерв запасов УВ.

В настоящее время подобный проект Earth Score изучения глубинного строения Северо-Американского континента, финансируемый Фондом национальная наука, развернут в США, в котором предусматривается покрытие сейсмографами всей страны.

Отработка предлагаемой Программы может быть разделена на два этапа.

На первом этапе с помощью сейсмотомографии необходимо детализировать латеральную и радиальную структуры нижней части земной коры и мантии. Одновременно следует осуществить GPS-ГЛОНАСС съемку поверхности и уточнить тектоническое строение с учетом расположения активных разломов, размеров, конфигурации, направлений и скорости движения блоков земной коры.

На втором этапе в пределах крупных зон нефтегазоаккумуляции и гигантских месторождений необходимо выполнить микросейсмотомографию, с целью детализации глубинной структуры земной коры и верхней мантии и детальную GPS-ГЛОНАСС съемку, что позволит получить детальные сейсмотомографические модели строения коромантийной оболочки НГБ, а также районов размещения гигантских месторождений УВ и уточнить совместно с глубинной структурой и геодинамикой наличие и расположение чувствительных к внешнему физическому воздействию участков и зон.

Первоочередными гигантскими месторождениями УВ для сейсмотомографического изучения с учетом ранее выполненных работ могут быть рекомендованы: Ромашкинское, Оренбургское – Волго-Уральский регион; Уренгойское, Ямбургское, Самотлорское и др. в Западной Сибири; Астраханское, Карачаганакское, Тенгизское, Кашаганское в Прикаспийской впадине; Ковыктинское, Юрубчено-Тохомское, Талаканское в Восточной Сибири; Русановское, им. В.А. Динкова, Ленинградское, Штокмановское, Южно-Кириновское, Лунское, Шах-Дениз, Белый Тигр и др. на шельфах морей. Сейсмотомографические модели образцовых гигантских месторождений УВ, разработанные в совокупности с детальными геолого-геофизическими данными сейсморазведки 3D, грави-, магнито-, электроразведки и бурения, использованными для моделирования залежей, подсчета запасов и проектирования разработки, будут являться типовыми примерами и поисковыми аналогами для оценки ресурсов и выбора поисковых участков в малоизученных регионах России и др. стран.

Концепция геодинамики коромантийных секторов Земли, подтвержденная результатами работ по предлагаемой Программе может являться теоретической и практической основой для дальнейшего развития наук о Земле. Другого эффективного направления прогресса в этой области нет, т.к. известные, но не полностью правильные концепции строения и эволюции Земли, будут тормозить прогресс познания в науках о Земле. А знания глубоких недр Земли все больше и больше будут востребованы в плане подготовки ресурсов полезных ископаемых, прогноза сильных землетрясений, вплоть до разработки геотехнологий управления напряженным состоянием недр, дегазацией пластовых вод, повышения дебитов

скважин, КИН и КИГ при разработке месторождений, контроля тенденций изменения уровня воды внутренних морей и озерах, стабилизации климата, а может быть и создания условий искусственного формирования крупных месторождений УВ, в частности, УВ газа. Все это возможно только при наличии точных данных о глубинной структуре, геодинамике и кинематике коромантийных секторов внутри основных группировок, образующих современные конвективные ячейки Бенара g-типа.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Иерархия тектонической делимости и масштабности геодинамических процессов в коромантийной оболочке Земли // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 1. Материалы I тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 23–27.
2. *Астафьев Д.А., Толстиков А.В., Наумова Л.А.* Возможности уточнения ресурсов углеводородов и направлений нефтегазописковых работ с учетом глубинных структур и геодинамических процессов в недрах Земли // Вести газовой науки. 2019. № 2(39). С. 18–28.
3. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1988. 382 с.
4. *Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.
5. *Росс Эндрю, Тибо Ханс, Егоркин А.В.* Вариации тонкой структуры границы ядро–мантия под Сибирью // 4-е геофизические чтения им. В.В.Федынского, 2002 г. М.: ГЕОН, 2022. С. 28.
6. *David C. Rubie, Rob D. van der Hilst.* Processes and consequences of deep subduction: introduction // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2001. V. 127. P. 1–7.

Я.Г. Аухатов¹, В.А. Антонов¹

Памяти геолога тектониста Р.Н. Валеева – к 90-летию со дня рождения

В 2023 году исполняется 90 лет со дня рождения известного геолога-тектониста – представителя Казанской геологической школы, доктора геолого-минералогических наук Валеева Радика Назыховича (15.09.1933–

¹ ООО «ЦСМРнефть» при АН Республики Татарстан

21.03.1979). Свою трудовую деятельность Р.Н. Валеев начал геологом нефтепромыслового управления «Альметьевнефть». В 1957–1959 гг. – геолог геологического отдела Татсовнархоза. С 1959 по 1962 гг. – аспирант, затем м.н.с. кафедры геологии нефти и газа Казанского государственного университета. С 1963 г. по 1979 г. работал в Геологическом институте КФАН СССР (с.н.с., с 1975 г. зав. сектором тектоники). В 1972 г. Геологический институт переименован во Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ВНИИГеолнеруд). В 1963 г. в Саратовском университете защитил кандидатскую диссертацию на тему «Тектоника Вятско-Камского междуречья». В 1974 г. во ВНИГРИ защитил докторскую диссертацию на тему «Авлакогены востока Русской платформы».



Р.Н. Валеев

Основные труды по тектонике, закономерностям размещения месторождений нефти и газа, нерудных полезным ископаемым. Несмотря на короткую жизнь (45 лет), им опубликовано порядка 60 работ, из них три монографии [1, 3, 4].

В работе «Тектоника Вятско-Камского междуречья» разработана оригинальная тектоническая схема Вятско-Камского междуречья, обусловленная системой крупных глубинных разломов. Обоснована закономерность формирования систем разломов и связанных с ними структур во времени, установлена синхронная связь развития сводов с примыкающими авлакогенами, выделены типы разломов в Волго-Камском районе, показана зональная закономерность размещения нефтяных месторождений Урало-Поволжья в зависимости от типа и возраста структур [1].

В работе «Тектонические критерии поисков месторождений нерудного минерального сырья Русской платформы (горно-химическое сырье)» приведен комплекс поисковых критериев по калийным солям, боратам, самородной сере и флюориту с использованием новых методических приемов, основанных на комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов. Подробно рассмотрены закономерности пространственного размещения горно-химического сырья в связи с геотектоническими и структурными элементами платформы, разломами и зонами повышенной трещиноватости [2].

Р.Н. Валеев принимал самое активное участие в разработке основ минерагенического анализа платформенных и складчатых областей (на примере нерудных полезных ископаемых), создании «Минерагенической карты СССР. Фосфатное сырье. М-б 1:2 500 000. Гл. ред. А.С. Зверев,

1984»), явившейся фундаментом для разработки долгосрочной программы ГРП на фосфатное сырье [5], крупно- и среднемасштабных карт на поиски нерудных полезных ископаемых Русской платформы. «Минерагеническая карта СССР. Фосфатное сырье» была продемонстрирована на всемирном геологическом конгрессе в г. Москве (1984 г.), где получила высокую оценку как крупное достижение советских геологов.

Р.Н. Валеев является автором схемы глубинных разломов Восточно-Европейской платформы для карты глубинных разломов СССР, составленной под руководством ГИН АН СССР и ВНИИгеофизика. Участвовал в разработке проектов и планов нефтепоисковых работ на территории республик Татарстан, Удмуртия, Кировской области.

В монографии «Авлакогены Восточно-Европейской платформы» впервые дано систематическое описание авлакогенов Восточно-Европейской платформы. Рассмотрены строение, история формирования и стадийность развития авлакогенов, подчеркнута роль блоковой тектоники и возможное участие горизонтальной тектонической составляющей в их образовании. Выполнен сравнительный анализ авлакогенов и рифтов, предложена единая динамическая глубинная модель рифтовой структуры. Рассматриваются закономерности размещения полезных ископаемых (нефть и газ, калийные соли, бораты, самородная сера, флюорит и др.), определена минерагеническая специализация авлакогенов и крупных секторов платформы в сопоставлении с молодыми областями тектонической активизации и рифтогенеза. Намечены поисковые признаки и критерии прогнозной оценки территории Восточно-Европейской платформы на группу полезных ископаемых [3].

Монография «Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы» [4], вышла 1981 г. под редакцией чл.-корр. АН СССР В.Е. Хаина. В предисловии В.Е. Хаин отмечает: «Настоящая книга выходит в свет при несколько необычных обстоятельствах – ее автор, молодой и талантливый геолог, Радик Назыхович Валеев скоропостижно скончался. Остались нерешенными вопросы, возникшие при ознакомлении с рукописью... Прежде всего они касаются понимания термина «минерагения». В отличие от термина «металлогения» Р.Н. Валеев понимает его как учение о нерудных полезных ископаемых, между тем как, по мнению В.Е. Хаина, это учение о полезных ископаемых вообще, включающее и металлогению». Далее редактор отмечает: «...эти и более мелкие упущения не могут влиять на основное содержание книги. В ней дается очень интересная, динамичная трактовка структуры и истории Восточно-Европейской платформы, ярко показана связь ее развития с развитием, во многом синхронным смежным геосинклиналям, и на этом фоне анализируется распределение осадочных и магматических формаций и приуроченность к ним нерудных полезных ископаемых».

Следует отметить, что в свое время В.Е. Хаин приглашал Р.Н. Валева читать лекции на геологическом факультете Московского государственного университета, но это предложение осталось не реализованным.

В монографии рассматривается тектоническое строение платформы, дано ее тектоническое районирование, выделены генетические типы структур, показана роль глубинных разломов в формировании этих структур, определены их кинематические типы. Рассмотрены методологические основы структурно-формационного анализа платформенных областей, приведена классификация платформенных формаций. Обсуждена проблема размещения парагенных комплексов полезных ископаемых эндогенного и экзогенного происхождения в связи с типами тектонических структур, глубинными разломами, продуктивными формациями и общей направленностью развития земной коры платформенных областей.

Отдельной главой представлены тектонические основы прогнозной оценки фосфоритности территории СССР. Выделено несколько эпох формирования крупных фосфоритносных бассейнов, содержащих основные промышленные запасы. Эти эпохи были сгруппированы в два глобальных этапа фосфоритонакопления: 1) позднерифейско-раннекаледонский (поздний рифей, венд, кембрий и ордовик); 2) киммерийско-альпийский (поздняя юра – ранний мел, поздний мел, палеоген и неоген). Каждому из этих этапов соответствует этап развития континентальных плит: ранний рифей – венд – распад панплатформы Пангеи с заложением позднедокембрийско-каледонской мировой системы океанов; триас – ранний мел – распад Гондваны, отчленение Африканской плиты от Европейской с заложением современной мировой системы океанов.

С этапами и стадиями распада плит сопряжены циклы и фазы интенсивного магматизма – траппового на континентах и толеит-базальтового магматизма в океанах. Наземное корообразование и подводное разложение магматических пород играли роль крупнейшего источника фосфора и поддерживают высокий уровень его резерва в океанских водах соответствующих эпох, что является необходимым условием формирования крупнейших концентраций осадочных фосфатов. При этом, в каждой эпохе, в зависимости от тектонических и литолого-палеогеографических условий, формируются разные типы фосфоритов (микрозернистые, зернистые, желваковые и др.).

В формационных рядах, обусловленных тектоническими обстановками, существуют малые формационные ряды, отражающие стадийные обстановки осадконакопления (фосфоритового рудонакопления): эмерсивная, метационная, трансгрессивная.

Кроме того, в монографии представлена глава «Новая глобальная тектоника и рудообразование апатита», в которой представлены различные аспекты образования месторождений апатита, в связи с концепцией новой

глобальной тектоники в металлогении с корректировкой и выявлением новых, ранее не известных закономерностей размещения полезных ископаемых. Показаны основные направления глобального и регионального металлогенического анализа в прогнозировании фосфатного сырья.

Ограниченный объем тезисов не позволяет раскрыть всю полноту, масштабность и оригинальность идей Р.Н. Валеева. Труды Р.Н. Валеева положены в основу такого научного направления, как минерагения. В настоящее время это направление развивается в работах многих исследователей как в России, так и за ее пределами.

Память о большом ученом сохранена в его капитальных трудах, которые могут служить настольными книгам для геологов многих поколений.

Литература

1. Валеев Р.Н. Тектоника Вятско-Камского междуречья. М.: Недра, 1968. 116 с.
2. Валеев Р.Н. Тектонические критерии поисков месторождений нерудного минерального сырья Русской платформы. М.: ВИЭМС, 1973. 58 с.
3. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
4. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
5. Минерагеническая карта СССР. Фосфатное сырье. М-б 1:2 500 000. Гл. ред. А.С. Зверев. Л.: МГ СССР, ВСЕГЕИ, 1984.

А.А. Баранов^{1,2} А.М. Бобров¹, А.В. Чуваев²

Эволюция полей тектонофизических напряжений и динамической топографии в процессе суперконтинентального цикла

В данной работе мы проводим расчеты вертикальных и горизонтальных напряжений для модели термохимической мантийной конвекции с фазовыми переходами и плавающими континентами для двумерных и

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

² Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

сферических моделей: в двумерной постановке – для полного модельного суперконтинентального цикла; в трехмерной сферической постановке – для стадии неподвижного суперконтинента. Континенты моделируются с помощью активных маркеров, имеющих дополнительную вязкость и плавучесть.

Для численного моделирования несжимаемой вязкой жидкости с ньютоновской реологией и внутренним нагревом применяются законы сохранения массы количества движения энергии и теплопереноса. Численно решаются уравнение Навье-Стокса, уравнения переноса тепла и концентрации дополнительных термохимических компонент. В модель добавлены три химические компоненты для континентальной коры, континентальной литосферы и океанической коры, которые моделируются активными плавучими и вязкими трассерами мощностью 40, 90 и 7 км и значениями плотности $\rho_1 = 2800$, $\rho_2 = 3200$ и $\rho_3 = 3000$ кг·м⁻³ соответственно. В настоящей работе мы рассматриваем модель с вязкостью, зависящей от температуры и от скорости деформации материала в данной точке. Вязкость континентальной коры и литосферы составляет 1000. В расчетах учтен ряд важных особенностей конвекции в мантии Земли: наличие фазовых границ в мантии на глубинах 410 и 660 км, а также скачок вязкости на последней из них; значительное изменение вязкости вещества мантии в зависимости от температуры и давления. Прочность (т. е. предел текучести) океанической литосферы составляет 50 МПа, тогда как прочность континентов принимается бесконечной. Такой реологии достаточно для образования жестких океанических плит, разделенных узкими слабыми границами плит. При этом допустима субдукция жестких океанических плит. Уравнение переноса импульса решается методом конечных элементов (FEM) в естественных переменных скорость – давление. Такой тип FEM широко используется в моделировании мантийной конвекции с большими перепадами вязкости. Уравнение переноса тепла решается методом Петрова–Галеркина. Для расчетов мы используем код CitcomS 3 версии с некоторыми дополнениями. Этот код широко используется и является хорошо протестированным. Для каждого момента времени решалось уравнение переноса импульса для скоростей течений и уравнение переноса тепла для поля температуры. Расчет тепловой конвекции выполнялся в работе при значении числа Рэлея $Ra = 2.5 \cdot 10^7$ для двумерных моделей. Численное конечно-элементное решение рассчитывалось в прямоугольной области с соотношением сторон $L:D = 10:1$ на равномерной сетке 801×201 узел, т.е. с горизонтальным разрешением 36 км и вертикальным разрешением 15 км [1]. Для сферической модели число Рэлея $Ra = 6 \cdot 10^7$. Сетка неравномерная, сфера состоит из 12 сегментов. Результаты как в двумерной, так и в трехмерной постановке показывают, что на стадии малоподвижного суперконтинента под ним формируется группа горячих

восходящих мантийных плюмов с увеличенными головными частями, за счет теплоэкранирующего эффекта суперконтинента [2]. В результате средняя температура субконтинентальной мантии повышается в среднем всего на 60 К, что согласуется с результатами других авторов [3]. Изменение под воздействием суперконтинента общей структуры течений мантийной конвекции ведет к качественным изменениям структуры полей напряжений под суперконтинентом и в нем самом [4]. По результатам расчетов как в двумерной, так и в трехмерной постановке найдено, что происходит последовательное формирование горизонтальных растягивающих (надлитостатических) напряжений $\sigma_{\phi\phi}$ в суперконтиненте, вызываемое восходящими мантийными плюмами под ним. Одновременно в самих плюмах напряжения являются сжимающими (рис. 1, 2). Причиной качественного различия в напряжениях в суперконтиненте и нижележащей мантии является сильное различие в вязкостях континента и нижележащего мантийного материала. Иначе говоря, суперконтинентальный материал, из-за его высокой вязкости, не может следовать за движением нижележащей мантии. Поэтому изменение знака $\sigma_{\phi\phi}$ маркирует подошву высоковязкой литосферы. Растягивающие напряжения в суперконтинен-

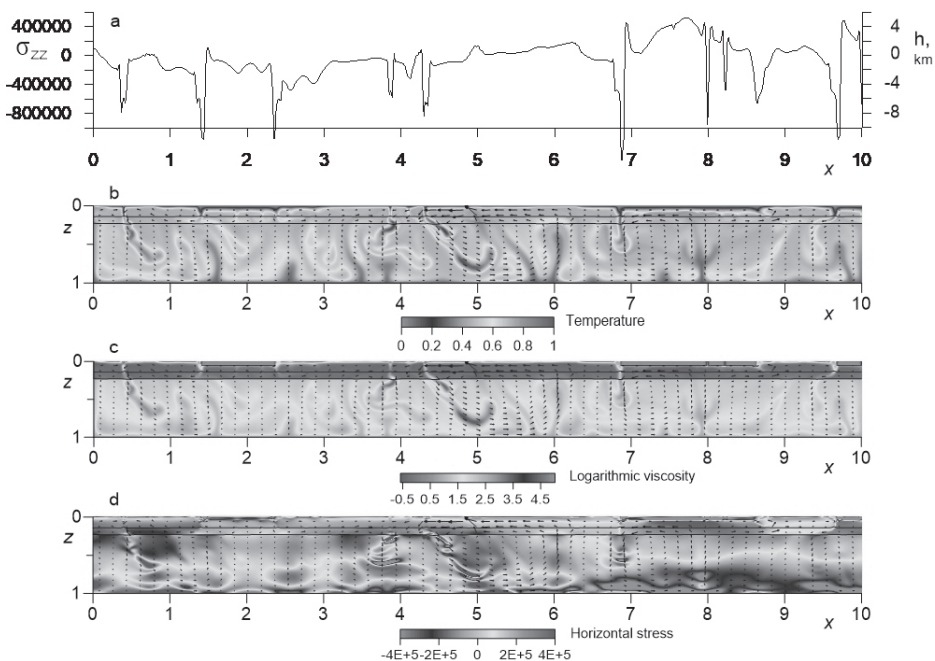


Рис. 1. Стадия перед распадом суперконтинента из работы [1]

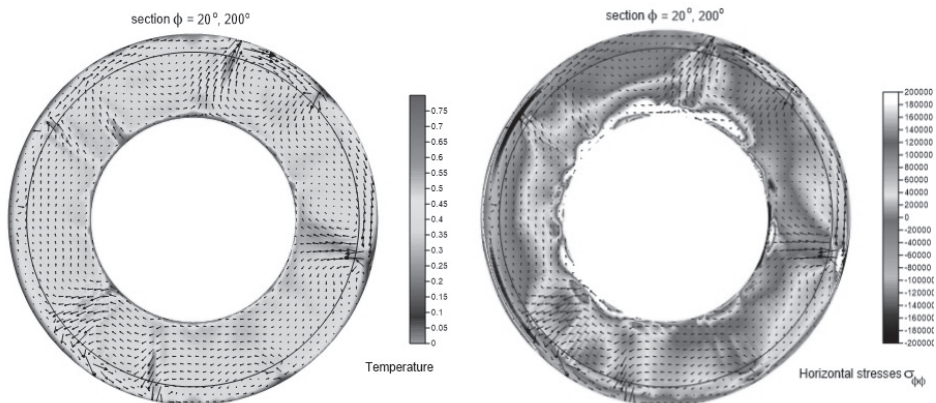


Рис. 2. Стадия перед распадом суперконтинента для сферической модели из работы [4]

те являются условиями для его последующего разделения. В настоящей работе были изучены разные стадии суперконтинентального цикла с точки зрения изменения напряжений в мантии и в континентах. В процессе численного моделирования суперконтинентальный цикл реализуется несколько раз. При этом время жизни суперконтинента зависит от его размера. Непосредственно перед распадом суперконтинента растягивающие горизонтальные напряжения в нем могут достигать -100 МПа и более. В то же время под суперконтинентом отчетливо проявляются сжимающие горизонтальные напряжения величиной $50-100$ МПа. Причиной различия напряжений в суперконтиненте и подстилающей мантии является резкое различие их вязкости. В значительной части мантии надлитостатические горизонтальные напряжения находятся в пределах ± 25 МПа, тогда как горизонтальные напряжения вдоль зон субдукции и континентальных окраин значительно выше. В процессе континентальных столкновений сжимающие напряжения могут достигать 130 МПа, а в пределах субконтинентальной мантии растягивающие надлитостатические напряжения составляют около -50 МПа. Динамическая топография также отражает основные стадии суперконтинентального цикла и коррелирует с реальными значениями. Перед распадом и сразу после распада суперконтинента континенты испытывают максимальное поднятие. В суперконтинентальном цикле топографические высоты континентов обычно изменяются в интервале примерно ± 1.5 км относительно среднего значения. Топографические максимумы орогенных образований высотой около $2-4$ км обнаруживаются вдоль межконтинентальных коллизий, а также при взаимодействии соседних зон субдукции с континентальными окраинами [1].

Литература

1. Bobrov A., Baranov A., Tenzer R. Evolution of stress fields during the supercontinent cycle // *Geodesy and Geodynamics*. 2022. N 13. P. 363–375.
2. Bobrov A.M., Baranov A.A. Thermochemical mantle convection with drifting deformable continents: Main features of supercontinent cycle // *Pure and Applied Geophysics*. 2019. N 176(8). P. 3545–3565.
3. Yoshida M. Temporal evolution of stress state in a supercontinent during mantle reorganization // *Geophys. J. Int.* 2010. N 180(1). P. 1–22.
4. Baranov A., Bobrov A., Chuvaev A., Tenzer R. Evolution of Lateral Tectonophysical Stresses in the Spherical Shell Convection with an Immobile Supercontinent. Available at SSRN: <https://ssrn.com/abstract=4251364> or <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4251364>

С.В. Белов¹, И.П. Шестопалов²

Современный сеймотектонический процесс: пространственно-временные проявления и прогноз развития

Во *временном* проявлении сеймотектонического процесса XX столетия выявлен вековой цикл, делящийся на три периода, продолжительностью около 33 лет [1]. На его протяжении происходит эволюция: в начальный период цикла случаются наиболее мощные сейсмические события с магнитудой $M \geq 8$. В середине цикла они сменяются преимущественно землетрясениями средней магнитуды ($M \geq 6.8$), а в заключительный период цикла доминирующими оказываются энергетически относительно слабые землетрясения ($M \geq 5.5$), однако общее число их растёт (рис. 1).

Для определения закономерностей *пространственного* проявления сеймотектонического процесса проанализировано широтное распределение землетрясений с магнитудой ($M > 7$). Установлено, что максимальное их число происходило в южном полушарии на широтах $0-10^\circ$, отвечая наиболее активному Индонезийскому сегменту Тихоокеанского подвижного пояса. Второй менее значимый максимум сейсмической активности находится в северном полушарии на широтах $30-40^\circ$, соответствуя

¹ ООО «ОЗГЕО», Москва, Россия

² Геофизический центр РАН, Москва, Россия

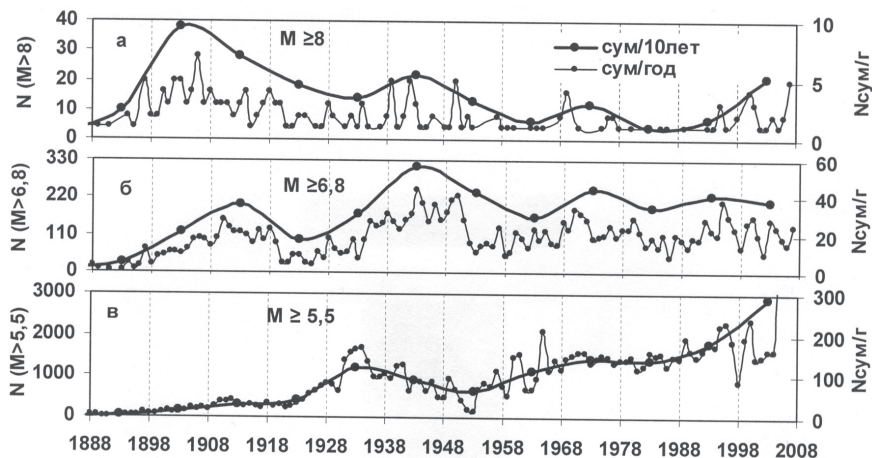


Рис. 1. Вариации числа землетрясений разных магнитуд в вековом сейсмоструктурном цикле XX века (в год и за 10 лет) в различные периоды цикла: а – в начальном; б – в среднем; в – в заключительном

Альпийско-Гималайскому поясу. При этом сейсмоструктурный процесс пространственно эволюционировал в течение трёх 33-летних периодов столетнего цикла: в начальном периоде наибольшее число землетрясений происходило в Альпийско-Гималайском поясе на широтах 30–40°; во время среднего периода максимальное количество Альпийско-Гималайских землетрясений сравнялось с землетрясениями, происходившими в южном полушарии в Тихоокеанском подвижном поясе на широтах около 0–10°. В заключительном же периоде векового цикла максимум землетрясений переместился в южное полушарие на широты 0–10° (рис. 2). Таким образом, статистическим анализом впервые на количественной основе установлена пространственно-временная *широтная* миграция сейсмоструктурной активности Земли на протяжении цикла XX века из северного полушария в южное.

Аналогично проведён анализ распределения сейсмоструктурного процесса, *по долготам*. Выявлено два максимума. Первый, наибольший, находится в пределах 120–150° в.д., второй максимум меньший по интенсивности – в полосе 60–90° з.д. Очевидно, что на пересечении полос широтного и долготного максимумов сейсмичности, происходивших в течение векового цикла, находится абсолютный максимум сейсмоструктурной активности планеты в XX столетии. Эта область пересечения долготной полосы 120–150° в.д. с широтной полосой 0–10° ю.ш. располагается в Индонезийской части Тихоокеанского подвижного пояса, к югу от Филиппинского моря, в месте тектонического сочленения южной

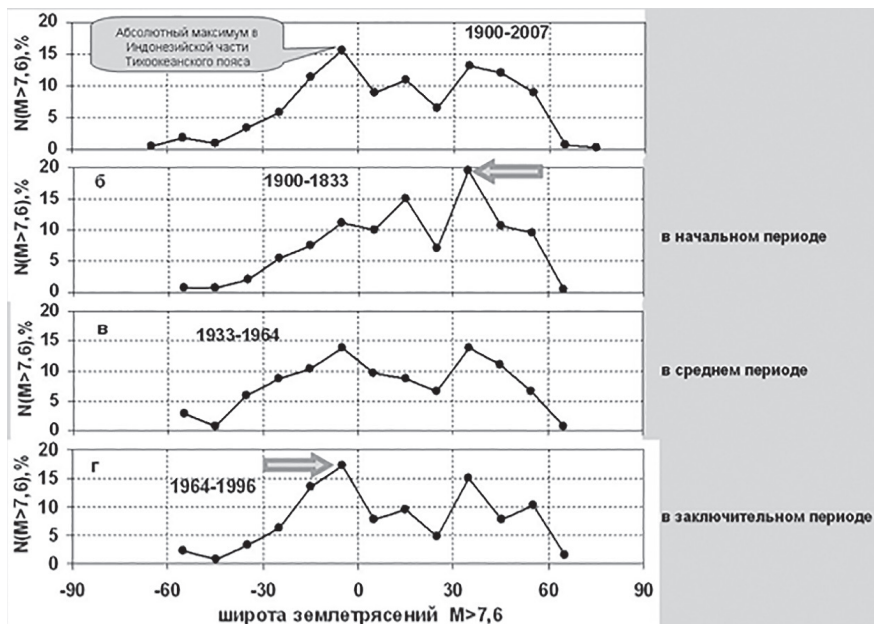


Рис. 2. Распределение землетрясений с магнитудой ($M > 7.6$) по широтам в сейсмотектоническом цикле XX века: верхний график – суммарное; внизу – в периоды цикла: б – в начальном; в – в среднем; г – в заключительном

части Филиппинской плиты, с западной частью Каролинской плиты и с северной частью Австралийской плиты. В целом это зона тройного тектонического сочленения Тихого океана с Евразией и Австралией. Примечательно, что данная область характеризуется наибольшим поднятием поверхности геоида, превышающим 80 м. Это также и участок наиболее резкого градиента в поверхности Мохоровичича. Именно здесь фиксируется максимальная скорость движения литосферных плит, достигающая 11 см в год. Обращает на себя внимание и целый ряд других феноменов. Например, наибольший (в 16 км) перепад высотных отметок твёрдой коры (от Мариинской впадины, глубиной 11 км до вулкана Джая на острове Новая Гвинея высотой около 5 км). Кроме того, в этой же части планеты располагаются места, где (по данным Г.Н. Петровой) во время инверсий геомагнитного поля, оказывались виртуальные геомагнитные полюса. Примечательно, что синхронно с сейсмотектоническим процессом во временном и пространственном отношении проявляется и вулканизм. То есть это область наивысшей эндогенной активности Земли.

Проведённый пространственно-временной анализ главных проявлений сейсмотектонической активности Земли в течение векового цикла

XX столетия даёт основание сделать ряд прогнозов. Можно предполагать, что, так как мы сейчас находимся в начальном 33-летнем периоде нового векового цикла (а именно тогда, как показано на примере цикла XX столетия, имеет место наибольшая эндогенная активность), до его завершения (примерно до 2025 г.) следует ожидать мощных землетрясений и извержений вулканов. При этом, как следует из выявленных трендов, вероятно в среднем периоде (в 2026–2059 гг.) будут характерны средние геознергетические события. И наконец, в заключительном периоде цикла (в 2060–2093 гг.) сейсмичность и вулканизм продемонстрируют общий суммарный рост, однако, каждое частное событие в отдельности энергетически будет, видимо, относительно более слабым. Таким представляется *временной* прогноз на цикл XXI столетия.

Дополняя его прогнозом *пространственным* отметим, что проявления сейсмотектонической и иной эндогенной активности Земли на протяжении цикла XXI столетия будут происходить в разных её участках. Но наибольший их суммарный геознергетический максимум, по-видимому, будет располагаться в пределах полосы в 120–150° в.д., второй максимум меньший по интенсивности – в полосе 60–90° з.д. При этом их наибольшая интенсивность в ходе цикла с течением времени, будет мигрировать из северных широт в южные. В начальном 33-летнем периоде, в котором мы находимся ныне (примерно до 2025 г.) наибольшее число высокоэнергетических землетрясений и вулканических извержений произойдёт в Альпийско-Гималайском поясе на широтах около 30–40°. Во время среднего периода (в 2026–2059 гг.) количество Альпийско-Гималайских землетрясений и вулканическая активность сравняются с таковой, которая будет происходить в южном полушарии в Тихоокеанском подвижном поясе на широтах около 0–10°. В заключительном же периоде векового цикла (в 2060–2093 гг.) максимум сейсмических проявлений и извержений вулканов полностью переместился в южное полушарие на широты 0–10°. Широтный максимум, проявившись в долготной полосе 120–150°, в эти годы, вероятно, достигнет области, которую условно можно назвать *энергетическим пупом Земли* [2] где прогнозируется максимальное число различных катастрофических катаклизмов. Заметим, что события последних лет подтверждают вышеприведенный прогноз [3]. Во всяком случае, если говорить о прошедших примерно двух с половиной десятилетиях начального периода векового цикла XXI столетия, в целом все происходит по описанному сценарию, уготованному Земле Природой.

Литература

1. Белов С.В., Шестопалов И.П., Харин Е.П., Баркин Ю.В., Соловьёв А.А. Вулканическая и сейсмическая активность Земли: пространственно-

временные закономерности и связь с солнечной и геомагнитной активностью // Атлас временных вариаций. М.: Наука, 2013. Т. 5. С. 209–218.

2. Белов С.В., Шестопалов И.П. Энергетический пуп Земли: расположение, характеристики, проявления в будущем // Энергия: экономика, техника, экология 2022, № 5. С. 48–57.

3. Белов С.В. Энергетика Земли растёт // Дельфис. 2019. № 3. С. 80–85.

**В.Э. Белошей¹, С.Н. Сычев¹⁻³, М.И. Тучкова¹,
О.Ю. Лебедева^{2,3}**

Литогеохимия девонских карбонатов в пределах Омuleвского и Рассошинского террейнов Верхояно-Колымской складчатой области

Исследуемая территория расположена в Республике Саха (Якутия), тектонически приурочена к Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системе Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области. Индигиро-Колымская система представлена (с ЮЗ на СВ) частью Омuleвского террейна (отторгнутый фрагмент палеозойской пассивной континентальной окраины Сибири) и фрагментами окраинных структур Палеооцифика (Рассошинский островодужный и Аргатасско-Поповкинский океанический террейны) [5].

Рассмотрены среднепалеозойские породы Омuleвского и Рассошинского террейна. Накопление морских осадков Омuleвского палеобассейна происходило на погруженной окраине Палеосибири. Тектоническая активизация в конце силурийского периода привела к существенным перестройкам территории, вследствие чего произошла аккреция Рассошинской островной дуги с окраиной Сибирского палеоконтинента, после чего обстановки карбонатного шельфа раннедевонского Омuleвского бассейна распространились и на Рассошинский блок. Среднепалеозойские карбонатные и терригенно-карбонатные осадочные комплексы изучены и датированы органическими остатками конодонт, брахиопод и табулят ещё в 80-х годах прошлого века Гагиевым М.Х. [1, 2]. С 2021 г. начались

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

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

работы по редактированию и составлению геологической карты с использованием террейнового анализа, в связи с чем появилась необходимость выявления маркирующих признаков карбонатных пород с использованием литогеохимических данных для последующих детальных корреляций и реконструкций обстановок осадконакопления.

Фактический материал собран Сычевым С.Н. и Лебедевой О.Ю., которые в течение нескольких полевых сезонов (2019–2021 гг.) геологического картирования опробовали отдельные коренные выходы харитонькинской толщи (D_{1-2hr}), момской свиты (D_{3mm}), зырянской свиты (D_3-C_{1zr}) Омuleвского террейна и гипсоносной (D_{2gp}), сарыньской (D_{2sr}), сохской (D_{3sh}) свит Рассошинского террейна.

Проведены литолого-петрографические (37 шлифов) и геохимические исследования (14 проб) карбонатных пород из опробованных коренных выходов изучаемых террейнов. Литолого-петрографические исследования заключались в изучении вещественного состава, определении количества и состава терригенной примеси и новообразованных минералов, в установлении наличия органогенных остатков. При определении состава анализируемых образцов литолого-петрографический метод анализа дополнен методом РФА для определения главных породообразующих оксидов. Наименее деформированные и без терригенной примеси карбонатные породы отбирались для дальнейших геохимических исследований методом ICP-MS.

Результаты исследований позволили установить следующее:

1. Спектры распределения РЗЭ девонских карбонатных пород Омuleвского и Рассошинского террейнов, нормированные на C_1ch представляют собой пологонаклонные кривые с небольшим обогащением ЛРЗЭ относительно ТРЗЭ. Суммарная концентрация РЗЭ в карбонатах Омuleвского террейна варьирует в пределах от 6.4 до 22.2 г/т, Рассошинского террейна – от 3.7 до 14.3 г/т.

2. Се-аномалии в спектрах, нормированных по PAAS, рассчитывались по формуле, применяемой в работе [4]: $Ce/Ce_{PAAS}^* = Ce_n/(Pr_n^2 \cdot Nd_n)$, без учета содержания La, поскольку для них, как правило, типична положительная аномалия этого элемента [7, 8 и др.]. Полученные результаты указывают на то, что в изучаемых террейнах карбонатные породы имеют слабо выраженные Се-аномалии (0.81–0.97). При использовании нормирования спектров по хондриту аномалии Се имеют сходные значения с теми, которые получены при нормировании по PAAS. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по PAAS, в известняках обычно характеризуются положительной аномалией Gd, следовательно, этот элемент не должен учитываться при вычислении Eu-аномалии: $Eu/Eu^* = Eu_n/(Sm_n^2 \cdot Tb_n)^{1/3}$ [7, 8]. В исследуемых карбонатных породах Омuleвского и Рассошинского террейнов Eu-аномалии положительные или отсутствуют с небольшим

разбросом (1.01–1.38). Положительные Eu-аномалии в морском бассейне часто связаны с поступлением в бассейн гидротермальных флюидов. Однако при нормировании спектров по хондриту аномалии Eu имеют выраженные отрицательные значения (0.61–0.81), в отличие от тех, которые получены при нормировании по РААС.

3. В региональном плане считается, что питающая провинция представлена девонскими увязкинскими субвулканическими породами основного состава [1, 2], для которых характерно повышенное содержание (Ni, Co, Cr, Rb) и отсутствие Eu-аномалии. Влияние субаквального магматизма основного состава (увязкинская свита (D_{2uv}) Аргатасско-Поповкинское океанического террейна) подтверждается отношением Y/No (средние значения варьируют в пределах от 30.5 до 32.4) и положительными Eu-аномалиями (нормированными по РААС) – 1.01–1.38 [4].

4. Изучение распределения элементов-примесей (Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb, Sn, Zn, Be, Y, Nb, Rb, Sc), характеризующих петрогенетический состав пород питающих провинций террейнов; отношений La/Co, Th/Co, Th/Cr, Th/Sc и Eu-аномалий дают нам противоречивые результаты. По всей видимости, наличие двух источников сноса: кислого (?) (силурийский трюлиньинский комплекс) [6] и основного состава (девонские увязкинские субвулканические породы) способствовало смешению геохимических маркеров.

5. По литолого-петрографическому и биостратиграфическому анализу известно, что девонские карбонатные отложения Омuleвского и Рассошинского террейнов накапливались на карбонатном шельфе [1, 2]. Геохимический анализ показал, что кривые распределения типоморфных элементов разнородны, сгруппировать образцы на отдельные геохимические типы по вещественному составу и возрасту пород для последующей корреляции пока не является возможным. Для реконструкции условий карбонатакопления использовалось отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ, нормированных к хондриту, под ТРЗЭ принята сумма не всех тяжелых редкоземельных элементов, а лишь их части – Gd, Tb, Yb, Lu [3]. В исследуемых известняках Омuleвского террейна отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ варьирует от 4.75 до 7.34, среднее значение – 5.94, в Рассошинском террейне – от 2.85 до 9.03, среднее значение – 5.53. Полученные результаты выше 4, что характерно для отложений субплатформенного типа.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФ № 20-17-00197 и базовым финансированием за счет субсидии по теме № 0135-2019-0078.

Литература

1. Гагиев М. Х. Средний палеозой Северо-Восточной Азии. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. 120 с.

2. Гагиев М. Х., Смирнова Л. В. Стратиграфия верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Момского хребта. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. 1988. С. 28–47.

3. Маслов А. В., Школьник С. И., Летникова Е. Ф. и др. Ограничения и возможности литогеохимических и изотопных методов при изучении осадочных толщ. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2018. 383 с.

4. Мизенс Г. А., Дуб С. А. Геохимия известняков пограничного интервала нижнего–среднего карбона на Южном и Среднем Урале // Литосфера. 2022. Т. 22. № 3. С. 300–326.

5. Окман В. С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

6. Сычев С. Н., Худoley А. К., Лебедева О. Ю., Rogov A. B., Соколов С. Д., Чемберлен К. Р., Маклашин В. С., Львов П. А. Силурийский гранитоидный магматизм Рассохинского террейна // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 9–14.

7. Lawrence M. G., Greig A., Collerson K. D., Kamber B. S. Rare earth element and yttrium variability in South East Queensland waterways // Aquat. Geochem. 2006. № 12. P. 39–72.

8. Webb G. E., Kamber B. S. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. № 64. P. 1557–1565.

**О.В. Бергаль-Кувикас¹, М.М. Буслов²,
Н.А. Бушенкова³, А.А. Долгая¹**

Особенности проявление вулканизма и структура слэба в зоне перехода между Камчатской активной окраиной и Курильской островной дугой

В работе рассматриваются особенности проявления вулканизма и структура слэба северо-западной Пацифики в зоне перехода между Камчатской активной окраиной и Курильской островной дугой. Голоценовый вулканизм Камчатской активной окраины представлен мощными каль-

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

дерообразующими извержениями кислых магм [7]. Северные Курилы, в частности, о. Парамушир, характеризуются проявлением ареального вулканизма, приуроченного к разрывным зонам северо-восточного простириания [5]. Базальт-андезитовые магмы Северных Курил имеют типичную зональность вкрест простириания дуги и зависят от параметров слэба [1].

Для оценки деформации земной поверхности в исследуемом районе применялся метод дифференциальной радарной интерферометрии (DInSAR). Фиксируемые поднятия в зонах ареального вулканизма на о. Парамушир свидетельствуют об активном процессе формирования вулканических построек, в то время как опускание береговой линии севера о. Парамушир и подъем о. Шумшу, возможно, отображает геодинамическую обстановку взаимодействия слэба, мантийного клина и земной коры.

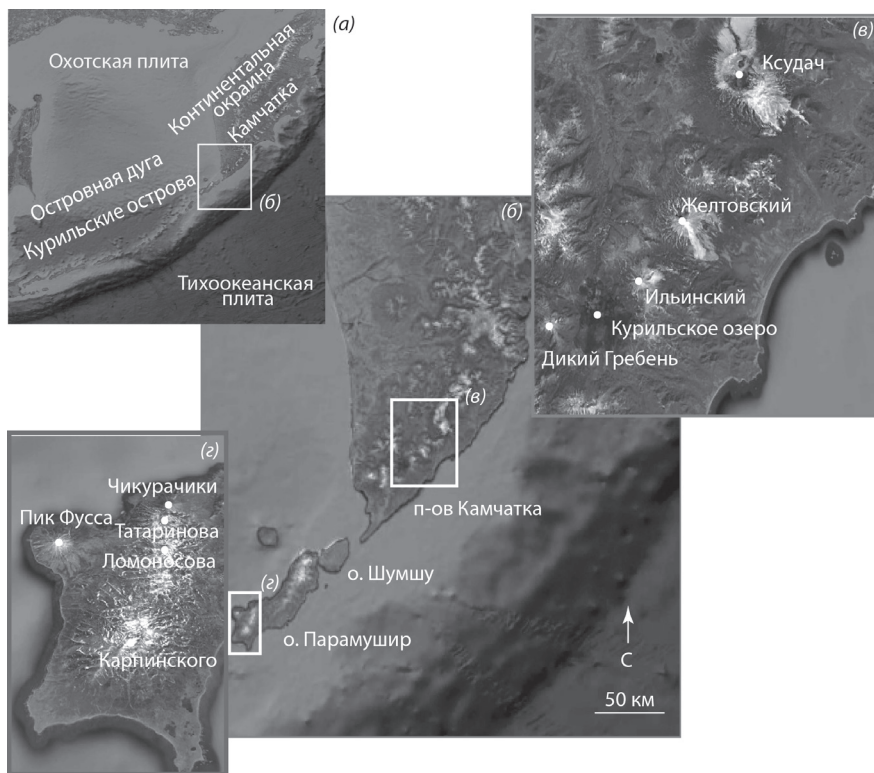


Рис. 1. Курило-Камчатская островная дуга (а), зона перехода (б), континентальная окраина Камчатки с кальдерообразующими извержениями (в), остров Парамушир с ареальным проявлением вулканизма (г)

Данные мантийной томографии фиксируют высокоскоростную аномалию в районе о. Шумшу, в зоне перехода от континентальной окраины к островной дуге. Возможной причиной высокоскоростной аномалии могут являться океанические поднятия (острова или плато) на слэбе, погружение которых приводят к аномальным процессам в зоне субдукции: возвратным течения с выводом высоко барических пород и как следствие дезинтеграции зон плавления, отвечающих за формирование вулканизма. Часть возвышенностей фиксируется по данным эхолотного зондирования у побережья Южной Камчатки, например, г. Павловского (–4155 м), и у Северных Курил, г. Головнина (–3725 м), при фоновых значениях изобат – 6000–5500 м [4]. Подобные обстановки погружения океанических остров и плато можно наблюдать и сегодня, например, погружение Императорского хребта Гавайской горячей точки под северную Камчатку, и в древних складчатых областях, например, на Горном Алтае [2, 6, 7], Казахстане [6, 7] и Японии [8].

Таким образом, анализ приведенных данных объясняет отсутствие вулканизма на о. Шумшу, наличие особенностей в поведении компонент поля сейсмотектонических деформаций, рассчитанных по механизмам землетрясений в слэбе [3], и формирование перехода от активной континентальной окраины к островной дуге в пределах одной зоны субдукции.

Работа проводилась при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-77-10019, <https://rscf.ru/project/22-77-10019/>.

Литература

1. *Бергаль-Кувикас О.В.* Особенности пространственного проявления вулканизма Парамуширской группы, Курильская островная дуга // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2012. 2. С. 194–207.
2. *Буслов М.М.* Террейновая тектоника Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2014. 5(3). С. 641–665.
3. *Бушенкова Н.А., Кучай О.А.* Механизмы очагов землетрясений в Западной зоне субдукции Тихоокеанской литосферной плиты в зависимости от особенностей ее погружения // Геодинамика и тектонофизика, 2022. 13. 3. С. 1–19.
4. *Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана.* Удинцев Г.Б. (ред.), МОК (Юнеско), РАН, ФГУП ПКОО «Картография», ГУНиО. М., СПб., 2003. 192 с.
5. *Хубаева О.Р., Бергаль-Кувикас О.В., Сидоров М.Д.* Идентификация разрывных нарушений северной части о. Парамушир (Курильские острова, Россия) и их взаимосвязь с гидротермально-магматическими системами: 3D моделирование тектонической раздробленности // Геотектоника. 2020. 6. С. 77–90.

6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004, 45(12), с. 1381–1403.

7. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера. 2004. 3. С. 84–96.

8. *Isozaki Y., Maruyam S., Furuoka F.* Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. 1990. 181(1-4), p. 179–205.

Ю.С. Бискэ¹, Д.Л. Конопелько¹

Малые блоки континентального докембрия в палеозоидах юго-западного Тянь-Шаня

Юго-запад современного Тянь-Шаня, включая горное обрамление Ферганы, Зеравшан-Гиссарскую область и примыкающую часть Кызылкумов, образует складчато-покровный коллизионный комплекс конца палеозоя (герцинский). Традиционным является вопрос о существовании в этом регионе докембрийского континентального фундамента и о времени его раскола с образованием, в рамках уже современных представлений, Туркестанского океана, разделившего малые континенты бывшей окраины Родинии/Гондваны, в данном случае Тарима и Каракум-Таджикистана (?) на юге и Ишим-Нарынского (Сырдарьинского, Срединно-Тянь-Шаньского) на севере. Внутри Туркестанского океана вполне четко восстановлена картина чередования карбонатных отмелей силура–карбона, разделенных зонами батиальных осадков. Однако более ранняя история этих поднятий не прояснена, а метаморфические породы Южного Тянь-Шаня оказываются палеозойскими [1, 7, 9]. Более достоверные признаки докембрийской континентальной коры получены U-Pb SHRIMP датированием некоторых магматических образований, а также обломочных цирконов в песчаных породах [1–9], что позволяет представить следующее описание.

1. Туркестанский океан включал, по крайней мере, две основные части (ветви), возникшие в результате раскола окраины Родинии (Гондваны) в конце протерозоя и дальнейшего спрединга в течение кембрия – начала девона. Северная ветвь обозначена офиолитами Султан-Уиздага (?) – Северного Нуратау – Южной и Восточной Ферганы – Атбашинского хребта;

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

южная прослежена вдоль р. Зеравшан и далее до Восточного Алая. Осадочные толщи, особенно на юге океана, начинаются мощными турбидитами и батинальными кремнями тасказган-бесапанского комплекса, для которых показан в основном эдиакарско – раннекембрийский возраст [4, 5, 7–9].

2. На юге региона обособлен Каракум-Таджикский континентальный блок. Его фундамент испытал магматическую и метаморфическую перестройку, начиная с раннего карбона, однако имеет несомненно более древний субстрат. Последний включает метаосадочные породы (байсунский комплекс) с наиболее молодым возрастом обломочных цирконов 650–535 млн лет, а также (в Гармском выступе) ортогнейсы с магматическими кристаллами циркона, указывающими на этап магматизма со средним возрастом около 609 млн лет [3, 5, 7–9]. В сочетании с раннедокембрийскими цирконовыми кластерами, эти данные должны указывать на принадлежность блока Каракум-Таджикстана к эдиакарско-раннекембрийской активной окраине распадавшейся Родинии. Эти же результаты отличают Таджикистан от Таримского континента, где магматизм затухает заметно раньше, и сближают с кадомидами Европы – Ирана – Тибета (Цяньтан) или же с тиманидами Урала [4]. В Каракум-Таджикстане нет также кембрийско-раннеордовикского осадочного чехла, свойственного Тариму и Ишим-Нарыну. Характерно проявление ордовик-раннесилурийского надсубдукционного магматизма и дальнейшее развитие в режиме карбонатного шельфа, с фаціальным рядом от лагунных до батинальных отложений. В конце раннего карбона Каракум-Таджикстан испытал надсубдукционный раскол, завершившийся далее образованием Южно-Гиссарского шва.

3. Внутри Туркестанского океана сохранялись микроконтиненты с докембрийской корой, их фрагменты позже аккретированы на окраинах и/или вошли в фундамент карбонатных отмелей девона – карбона [3–5].

Кызылкум-Алайская банка, толщи которой занимают основную часть южных Кызылкумов, Нуратау и Туркестано-Алайского хребта, образована аккрецией осадочных толщ эдиакария–силура в составе раннедевонской островной дуги. Достоверно более древний докембрий не вскрыт, однако отмечены фрагменты мелководных зрелых песчаников кембрия, с минимальным по возрасту пиком 550–540 млн лет в цирконовом спектре (Туркестанский хр., р. Рабут). Силурийские и девонские турбидиты палеосклонов Кызылкум-Алая содержат много докембрийского обломочного материала, включая кластеры с пиками в 690–800, 1800, 2470–2620 млн лет, которые типичны также для Ишим-Нарынского и Таримского континентов. В некоторых случаях (караджегачская свита Алая, девон) заметен также источник с возрастом 630–580 млн лет [3, 4]. Исчезнувший докембрийский Рабутский блок (или блоки?) Кызылкум-Алая мог иметь как южное (Каракум-Таджикское), так и северное (Ишим-Нарынское)

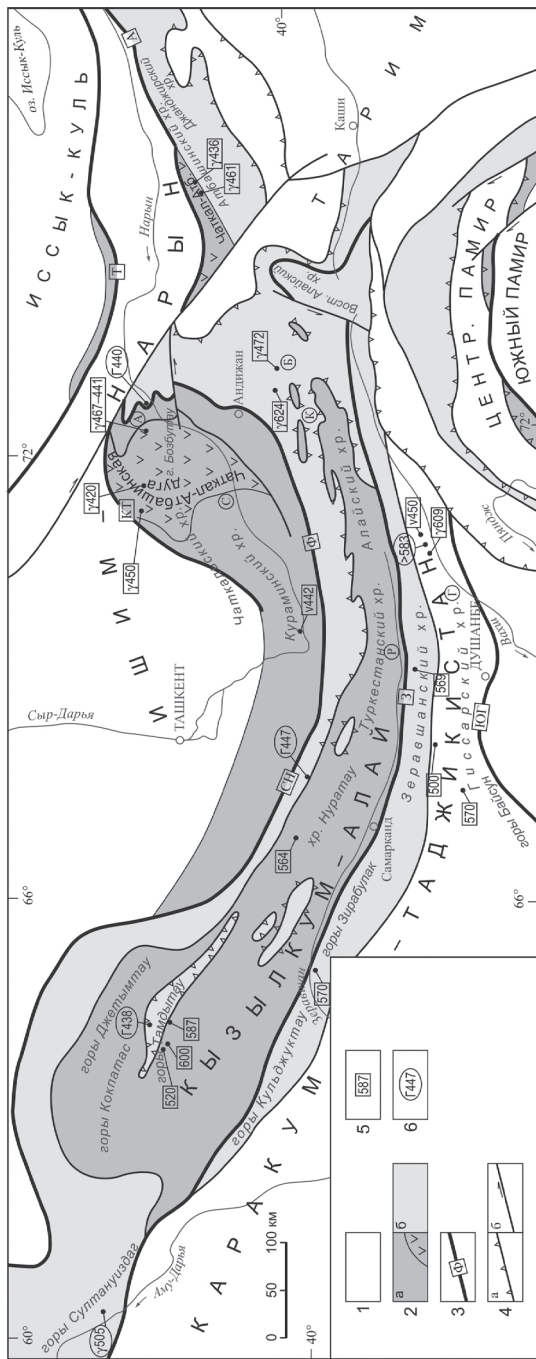


Рисунок. Региональная палеозойская структура западной части Южного Тянь-Шаня и соседних областей. 1 – континентальные массивы, включающие фундамент древней эдиакария; 2 – аккреционно-коллизонные комплексы и меланжи, местами с докембрийскими фрагментами; а – с участком додевонской аккреции, крапом выделена ордовикская островная дуга; б – в основном позднепалеозойские, включая фрагментированную Ош-Уратобинскую единицу; 3 – офиолитовые сугуры: КТ – Каратерекская, СН, Ф, А – Северо-Нурагинская, Ферганская и Атбашинская части главной сугуры Туркестанского океана; 3 – Зеравшанская; ЮГ – Южно-Гиссарская; 4 – прочие разрывные линии позднего палеозоя, в том числе: а – коллизонные тектонические покровы, б – сдвиги; 5, б – возраст (U-Pb); 5 – наиболее молодых кластеров обломочных зерен циркона в отложениях эдиакария – начала кембрия, б – изверженных пород, включая γ – гранитоиды или кислые вулканы, дациты, Г – габбро (возраст пород офиолитового комплекса – в овальной рамке)

происхождение. Чехол Кызылкум-Алая залегает с большим перерывом и угловым несогласием и включает карбонаты девона – московского яруса карбона, в том числе лагунные доломиты.

Ош-Уратюбинская единица, занимавшая более северное положение (современные координаты), обособляется в герцинской структуре как пластина известняков верхнего силура – башкирского яруса карбона. Фундамент ее составляли вулканические и осадочные толщи кембрия–силура, аккрецированные к силурийской островной дуге. В большой мере они превращены в меланж. Встречаются фрагменты гранодиоритов, в том числе с эдиакарским возрастом 624 млн лет и ювенильным происхождением магмы (р. Араван), блоки вулканитов с включениями кембрийских известняков, а также ордовикские островодужные гранодиориты энсиалического типа с $\epsilon\text{Nd}(t) -9$, $t\text{Nd}(\text{DM}) 1924$ млн лет, происходящие из континентальной коры [2].

Чаткал-Атбашинская дуга реконструирована по фрагментам вулканических толщ и частично гранитоидов среднего–верхнего ордовика (449–467 млн лет) в горах Бозбугау, на р. Кассан в Чаткальском хребте и у северного подножия хр. Атбаша. Изотопные отношения по неодиому для породы и гафнию в цирконе указывают на континентальное основание дуги, не вскрытое на современной поверхности. Не позже начала силура Чаткал-Атбашинская дуга была присоединена к Сырдарьинскому континенту, с образованием Каратерекского шва и, начиная с девона, составляла часть его окраины, сначала активной, а затем пассивной до начала общей коллизии в середине карбона [1, 2, 4].

Таким образом в пределах юго-западного Тянь-Шаня и примыкающей к нему с запада области палеозойид сохранились лишь небольшие фрагменты докембрийской континентальной коры, вошедшие (аккрецированные) в состав палеозойских микроконтинентов, где древний континентальный материал превращен в магматические породы островных дуг, а главным образом переотложен в виде турбидитов. Коллизия в карбоне, создавшая покровную структуру региона, почти завершила поглощение этих фрагментов. Тем не менее, цирконовые спектры их обломочных шлейфов указывают на связь древнего фундамента Каракум-Таджикистана и некоторых микроконтинентов Туркестанского океана с эдиакарско-раннекембрийскими активными окраинами Гондваны (Южная Европа, юго-западная Азия) или Балтики (Урал) – скорее, чем Тарима и Казахстана. Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 21-77-20022.

Литература

1. Alexeiev D.V., Kröner A., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Biske Yu. S., Wong J., Geng H.Y., Ivleva E.A., Mühlberg M., Mikolaichuk A.V., Liu D. Middle

to Late Ordovician arc system revealed in the Kyrgyz Middle Tianshan: from arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin // *Gondwana Res.* 2016. № 39. P. 261–291.

2. *Alexeiev D.V., Biske G.S., Kröner A., Tretyakov A.A., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y.* Ediacaran, Early Ordovician and early Silurian arcs in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // *J. of Asian Earth Sciences.* 2020. № 190. 104194.

3. *Biske Yu.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 Res.* 2019. N 75. P. 97–117.

4. *Biske Yu.S., Ershova V.B., Konopelko D.L., Stockl D., Mamadjanov Yu.M., Wang X.S.* Detrital-zircon geochronology and provenance of Ediacaran–Silurian rocks of the central to northern Tajikistan traverse: Geodynamic implications for the evolution of the Tian Shan // *Gondwana Res.* 2021. N 99. P. 247–268.

5. *Dolgoplova A., Seltmann R., Konopelko D., Biske Yu. S., Shatov V., Armstrong R., Belousova E., Pankhurst R., Koneev R., Divaev F.* Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: Insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // *Gondwana Res.* 2017. N 47. P. 76–109.

6. *Hegner E., Alexeiev D.V., Willbold M., Kröner A., Topuz G., Mikolaichuk A.V.* Early Silurian tholeiitic-boninitic Mailisu ophiolite, South Tianshan, Kyrgyzstan: a geochemical record of subduction initiation // *International Geology Review.* 2019.

7. *Konopelko D., Biske Yu.S., Kullerud K., Ganiev I., Seltmann R., Brownscombe W., Mirkamalov R., Wang B., Safonova I., Kotler P., Shatov V., Sun M., Wong J.* Early Carboniferous metamorphism of the Neoproterozoic South Tien Shan-Karakum basement: New geochronological results from Baisun and Kyzylkum, Uzbekistan // *J. of Asian Earth Sciences.* 2019. N 177. P. 275–286.

8. *Konopelko D., Safonova I., Perfilova A., Biske Yu., Mirkamalov R., Divaev F., Kotler P., Obut O., Wang B., Sun M., Soloshenko N.* Detrital zircon U-Pb-Hf isotopes and whole-rock geochemistry of Ediacaran–Silurian clastic sediments of the Uzbek Tianshan: sources and tectonic implications // *International Geology Review.* 2021.

9. *Worthington J.R., Kapp P., Minaev V., Chapman J.B., Mazdab F.K., Ducea M.N., Oimahmadov I., Gadoev M.* Birth, life, and demise of the Andean – syncollisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan // *Tectonics.* 2017. № 36. N 10. P. 1861–1912.

Структурная сегментация и тектоническое строение Северной и Восточной рифтовых зон Исландии

Введение. Исландия является уникальным примером выхода рифтовой зоны срединно-океанического хребта (СОХ) на сушу. При этом тектоническое строение рифтовых зон Исландии кардинально отличается от примыкающих с юга и севера рифтовых зон срединговых хребтов Рейкьянес и Колбенсей, соответственно: они представляют ряд параллельно расположенных эшелонированных вулканических систем [1]. Положение рифтовых зон Исландии является нехарактерным для большинства СОХ, где зона наиболее активного структурообразования располагается вдоль оси спрединга. Формирование Исландии началось 60–58 млн лет и проходит в условиях ультрамедленного косоуго асимметричного спрединга ($V < 20$ мм/год) [2].

В пределах Исландии присутствует несколько рифтовых зон (рис. 1а), по каждой из которых в настоящее время происходит растяжение. Наиболее активными являются Северная рифтовая зона (РЗ) и Восточная РЗ. Западная РЗ, напротив, имеет низкую тектоно-магматическую активность и является отмирающей. Между собой и прилегающими спрединговыми хребтами рифтовые зоны соединены трансформными смещениями, представленными как косыми рифтовыми зонами (Центральная и Рейкьяненская РЗ, косой рифт (КР) Гримсей), так и сдвиговыми зонами (разломная зона Хусавик-Блатей (РЗХБ), Южно-Исландская сейсмическая зона (ЮИСЗ)) [1].

Северная и Восточная РЗ состоят из ряда эшелонированных вулканических систем, протягивающихся параллельно друг другу на значительных расстояниях (до 120 км). Общая область деформаций достигает ширины 50 км. Для прочих рифтовых зон столь широкие области деформаций и значительные перекрытия нехарактерны: спрединг концентрируется в пределах одной-двух перекрывающихся вулканических систем. Основные центры растяжения и современной тектоно-магматической активности располагаются вблизи центральных вулканов. Вулканические системы не перекрываются друг с другом, соединяясь нетрансформными смещениями [1].

Материалы и методы. Физическое моделирование морфоструктурной сегментации рифтовых и сдвиговых зон проводилось на базе лаборатории Музея Землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова. Экспериментальная

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

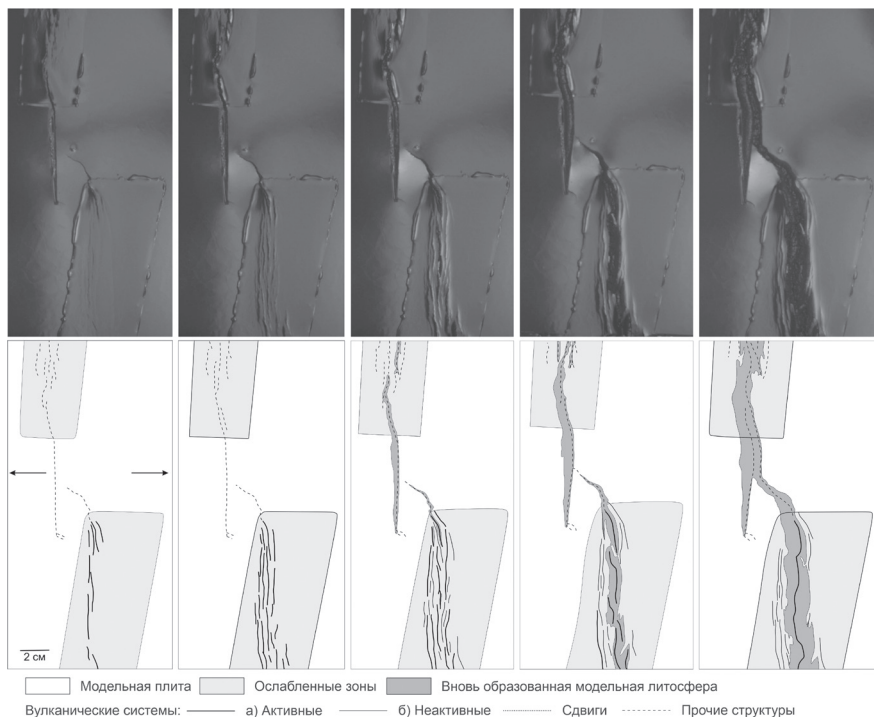


Рис. 1. Эксперимент 2412. Моделирование Северной РЗ. Стадии эксперимента и их дешифрирование. $l_1 = l_2 = 1.5 \cdot 10^{-1}$ м, $l_3 = 7 \cdot 10^{-2}$ м, $b_1 = 5 \cdot 10^{-2}$ м, $b_2 = 4 \cdot 10^{-2}$ м, $s = 3 \cdot 10^{-2}$ м, $d = 2 \cdot 10^{-2}$ м, $\beta = 80^\circ$, $h_1 = 4 \cdot 10^{-3}$ м, $h_2 = 2 \cdot 10^{-3}$ м, $h_3 = 4 \cdot 10^{-4}$ м, $h_4 = \times 10^{-4}$ м

установка включает текстолитовую ванну, поршень, растягивающий модельное вещество, и систему внутреннего нагрева. Модельное вещество представляет собой смесь парафина, вазелина и церезина. Его свойства удовлетворяют критерию подобия океанической литосферы, включающему в себя плотность материала, его толщину и предел прочности на сдвиг [3].

После плавления вещества в установке его верхний слой охлаждается вентилятором и по достижении необходимой толщины корки застывшего вещества (модельной литосферы) начинается её растяжение с помощью поршня. Вещество обладает упруго-вязко-пластичными свойствами и при определённых значениях температуры и скорости растяжения ведёт себя как хрупкое или пластичное тело. Деформации модельной литосферы определяются толщиной хрупкого слоя H и шириной ослабленной зоны W [4].

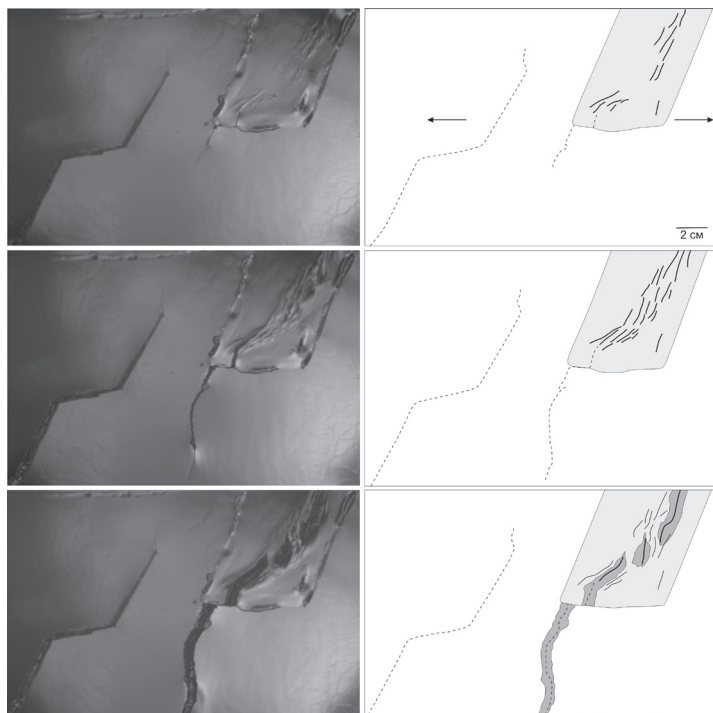


Рис. 2. Эксперимент 2589. Моделирование Восточной РЗ. Стадии эксперимента и их дешифрирование. $l_1 = 8 \cdot 10^{-2}$ м, $l_2 = l_3 = 6 \cdot 10^{-2}$ м, $l_4 = 4 \cdot 10^{-2}$ м, $b = 5 \cdot 10^{-2}$ м, $s = 5 \cdot 10^{-2}$ м, $d = 6 \cdot 10^{-2}$ м, $\beta_1 = \beta_2 = \beta_3 = 60^\circ$, $\beta_4 = 15^\circ$, $h_1 = 3 \cdot 10^{-3}$ м, $h_2 = 4 \cdot 10^{-4}$ м. Условные обозначения см. на рис. 1

Результаты и обсуждение. Для моделирования современных рифтовых зон Исландии были заданы ослабленные зоны с кинематическими параметрами, соответствующими природным. Для Северной РЗ ослабленная зона задавалась под углом 80° , для Восточной РЗ – под углом 60° . Однако в ходе моделирования Северной и Восточной РЗ при наличии одной ослабленной зоны воспроизвести несколько длинных параллельных спрединговых сегментов не удалось, поэтому в модель были введены ослабленные зоны и разрезы, соответствующие хр. Колбенсей (рис. 1) и Западной и Рейкьянесской РЗ (рис. 2), соответственно. Оптимальные значения толщины хрупкого слоя H и ширины ослабленной зоны W для обеих моделей были обнаружены при 0,4 мм и 5 см, соответственно.

При моделировании Северной и Восточной РЗ (рис. 1, 2) развитие трещин началось по диффузным зонам, однако в каждом эксперименте их количество варьировалось от трёх до шести, что обусловлено взаимо-

действием моделируемых рифтовых зон и взаимодействующих с ними морфоструктур (хр. Колбенсей и Западная, и Рейкьянесская РЗ, соответственно): при неравномерном продвижении каждого из спрединговых сегментов, центры растяжения на ранних этапах при малой мощности хрупкого слоя модельной литосферы были нестабильны и меняли своё местоположение в пределах ослабленной зоны.

Как следствие, по каждой из диффузных зон растяжения был сформирован ряд субпараллельных длинных (3–6 см) трещин, соответствующих вулканическим системам. В случае Северной РЗ трещины располагаются субортогонально направлению растяжения, а в случае Восточной РЗ – наклонены под углами 65–80°, что соответствует общим морфоструктурным планам рифтовых зон. Ширина зоны трещинообразования в обоих случаях была близка к 2 см. При продолжении растяжения также формируется единый центр растяжения, а ось растяжения становится субпараллельной простиранию заданных ослабленных зон.

Выводы. Таким образом, тектоническое строение и структурная сегментация Северной и Восточной рифтовых зон Исландии формируется под влиянием ряда факторов, главными из которых являются величина прогрева ослабленной зоны, определяющая толщину хрупкого слоя литосферы, и её ширина. Данные параметры определяют степень влияния Исландского плюма и контролируют длину вулканических систем, ширину зоны деформаций и скорость их протекания. Значительную роль также играют кинематика ослабленных зон и их взаимодействие с прилегающими структурами. Последний фактор во многом определяет общий структурный план рифтовых зон: экспериментально было показано, что современный облик Северной и Восточной РЗ мог развиваться лишь при их взаимодействии с прилегающими и перекрывающимися с ними спрединговыми сегментами.

Литература

1. *Einarsson P.* Plate boundaries, rifts and transforms in Iceland // *Jökull*. 2008. N. 58. P. 35–58.
2. *Mosar J., Lewis G., Torsvik T.H.* North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian–Greenland Sea // *J. Geol. Soc. London*. 2002. V. 159. P. 503–515.
3. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // *Геология и геофизика*. 1983. № 10. С. 10–19.
4. *Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.* Структурообразование в рифтовых зонах и поперечных смещениях осей спрединга по результатам физического моделирования // *Физика Земли*. 2010. № 5. С. 49–55.

Тектоническая эволюция восточной части Балтийского щита на фоне суперконтинентальной цикличности

Восточная часть Балтийского щита включает Кольский архейский кратон, Лапландско-Беломорский архейско-раннепротерозойский гранулитогнейсовый пояс. Карельский архейский кратон, и внешнюю часть Svecofennского раннепротерозойского орогенического пояса. Настоящее исследование посвящено анализу трехмиллиардной истории этой территории в аспекте суперконтинентальной цикличности. В нашем анализе используется вариант цикличности с продолжительностью суперконтинентального цикла (СЦ), 400 млн лет [4], в структуре которого выделяются фазы аггломерации (90 млн лет), деструкции (60 млн лет), распада (85 млн лет) и сборки (165 млн лет).

Суперконтинент Ваалбара (3120–2970 млн лет) и СЦ (3120–2720 млн лет). Под таким названием [7] был выделен древний суперконтинент, образованный в интервале 3.3–3.1 млрд лет, объединявший кратоны Пилбара и Каапвааль. Сравнительный анализ показывает, что в ряде кратонов обнаруживаются палео-мезоархейские блоки, окруженные неархейскими образованиями, которые могут рассматриваться как фрагменты более обширной Ваалбары. В этом плане представляет интерес Водлозерский блок в юго-восточной части Карельского кратона. Он выделяется как область развития древнейших на Балтийском щите пород, представленных образованиями ТТГ ассоциациями (с возрастом более 3.0 млрд лет и может сравниваться с «ядрами» ранне- и среднеархейской консолидации, такими как блоки: Токве в кратоне Зимбабве, Витс в Каапваальском кратоне, Антон в кратоне Слейв и др. Распад Ваалбары отмечен важным событием – заложением и развитием позднеархейской генерации зеленокаменных поясов, эволюция которых привела к созданию многочисленных гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) – архейских кратонов.

Для формирования фундамента Карельского кратона используется аккреционно-коллизийная геодинамическая модель. Основная часть Центральной Карелии образовалась путем последовательного причленения серии позднеархейских островных дуг. Карельский кратон был сформирован к рубежу около 2.8 млрд лет. Формирование Кольского кратона в составе Мурманского блока, зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и Кольского-Норвежского домена завершилось к 2.74 млрд лет [3], а на рубеже около 2.7 млрд лет завершилась коллизия в Беломорском поясе и

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

формирование континентальной коры Восточной части Балтийского щита [5, 6], вошедшей в состав суперконтинента Кенорленд.

Суперконтинент Кенорленд (2720–2570 млн лет) и СЦ (2720–2320 млн лет). В восточной части Балтийского щита время существования Кенорленда отмечено проявлением внутриплитного магматизма и тектоники, и отсутствием корообразующих процессов, связанных с его распадом и формированием нового суперконтинента Ятулия. Эпохе его формирования здесь соответствует сумийско-сариолийский этап развития (2.55–2.30 млрд лет), в течение которого были заложены протяженные рифтогенные прогибы типа Печенга-Имандра-Варзуга, Ветренного пояса, шло образование расслоенных ультрамафит-мафитовых плутонов с возрастом 2480–2360 млн лет. Магматизм этого времени хорошо развит в пределах Беломорского пояса в виде комплексов друзитов и появлением гранитов, с которыми связано проявление в анорогенных условиях высокотемпературного метаморфизма селецкого цикла в интервале 2.40–2.43 млрд лет [5].

Суперконтинент Ятулия (2320–2170 млн лет) и СЦ (2320–1920 млн лет). Эпохе существования этого суперконтинента по времени приблизительно соответствует ятулий (2.3–2.1 млрд лет) и людиковий (2.1–1.92 млрд лет) местной шкалы. В это время Карельский кратон представлял собой внутриконтинентальный мелководный бассейн, в пределах которого накапливались терригенные осадки протоплатформенного чехла и происходило периодическое излияние трапповых базальтов. Трещинные излияния лав в ятулийское время охватили огромную территорию в пределах Балтийского щита и образовали обширное лавовое плато. Переход к людиковию отмечен проявлением рифтогенеза и пикритового вулканизма.

Распад суперконтинента Ятулия на Балтийском щите датирован раскрытием Лапландско-Кольского океана приблизительно в интервале 2.04–2.06 млрд лет и Свекофеннского океана (1.97 млрд лет) [5]. Их закрытие и создание соответствующих орогенных поясов в интервалах 1.90–1.91 млрд лет [1] и 1.83–1.80 млрд лет тому назад [5] завершило формирование континентальной коры в этой части щита, вошедшей в состав суперконтинента Колумбия.

Суперконтинент Колумбия (1920–1770 млн лет) и СЦ (1920–1520 млн лет). В условиях нового суперконтинента происходило накопление пород вепсия (1800–1650 млн лет), и внедрение силлов и лав основного состава. Распад Колумбии в прямой форме не проявился на территории восточной части Балтийского щита, которая продолжала развиваться во внутриплитном режиме. В пределах Карельского кратона ему отвечает по времени формирование Западно-Онежского комплекса, представленного лавовыми потоками (базальты Кайлахта), и пластовым

интрузивом габбродолеритов (Ропручейский силл). Конвергентная фаза данного СЦ в ЮЗ Балтике выражена последовательностью корообразующих событий в интервале 1.7–1.55 млн лет (Готская орогения). Эта и синхронные орогении в других частях света привели к объединению континентальных фрагментов в новый суперконтинент Готия к рубежу около 1500 млн лет.

В восточной части Балтийского щита, находившегося в составе континентального фрагмента, они не нашли прямого отражения, здесь продолжался внутриплитный режим. Эта эпоха примечательна широким проявлением анорогенного магматизма в интервале 1.4–1.5 млрд лет назад в виде субаэральных вулканитов, анортозитов, гранитов-рапакиви.

Суперконтинент Готия (1520–1370 млн лет) и СЦ (1520–1120 млн лет). Время существования суперконтинента Готия отвечает в основном раннему рифею отечественной шкалы и характеризуется преобладанием поднятий. С распадом Готии и сборкой Родинии совпадает начало формирования в среднем рифее (1.35–1.05 млрд лет), Тиманской пассивной окраины и рифтовой системы Белого моря [2].

Суперконтинент Родиния (1120–970 млн лет) и СЦ (1120–720 млн лет). В восточной части Балтийского щита, не затронутой орогеническими процессами, имело место развитие рифтогенеза и плюмового магматизма. В позднем рифее рифтовые впадины палеорифтовой системы Белого моря продолжали углубляться. На рубеже рифея и венда в Онежско-Кандалакшском палеорифте проявился вулканизма толеитовой серии.

Орогении, подготовившие создание следующего суперконтинента Паннотия, выразившееся в коллизии микроконтинентов, – фрагментов Родинии, между собой, происходили в основном в южном полушарии в связи с образованием мегаконтинента Гондвана. По-видимому, Балтика была частью фрагмента после распада Родинии.

Суперконтинент Паннотия (720–570 млн лет) и СЦ (720–320 млн лет). На северо-востоке Восточно-Европейского кратона произошел переход пассивной окраины в активную и формирование кадомско-тиманского орогена в интервале около 600–550 млн лет. Рассматриваемая территория Балтийского щита оставалась относительно монолитной, непосредственно не участвуя в этой орогении и коллизиях, связанных с образованием следующего суперконтинента Пангея. Здесь имело место проявление палеозойской тектоно-магматической яактивизации. В среднем–позднем девоне произошла регенерация заложенных в рифее рифтовых зон и развитие внутриплитного магматизма, образование Хибинского и Ловозерского интрузивных щелочных массивов.

Суперконтинент Пангея (320–170 млн лет) и СЦ (320±80 млн лет). Для рассматриваемой территории это время характеризуется достаточно спокойным режимом без существенных проявлений внутриплитной тек-

тоники и магматизма. Неоген-четвертичная активизация выразилась на территории Беломорья в образовании системы разломов и проявлении сейсмичности.

Проведенный анализ показал, что восточная часть Балтийского щита испытала лишь два полных суперконтинентальных цикла, с проявлением всех его фаз. Эти циклы связаны с формированием суперконтинентов Кенорленд и Колумбия. Основная территория в других СЦ входила в состав более крупных континентальных фрагментов, развиваясь во внутриплитном режиме, испытывая процессы тектоно-магматической активизации под воздействием тектоники мантийных плюмов.

Интенсивность этих процессов определялась рядом факторов и, в частности, от степени удаленности территории от развивающихся орогенов соответствующих циклов.

В развитии внутриплитной тектоники и магматизма изученной части Балтийского щита устанавливается определенное влияние суперконтинентальной цикличности. Намечается их уменьшение в стадию существования слитного суперконтинента и усиление в стадию распада и сборки, что возможно объясняется реализацией плюмов, накопленных в эпоху теплоизоляционного «одеяла», вызванного площадью суперконтинента.

Литература

1. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. № 3(26). С. 5–11.
2. Балуев А.С. Континентальный рифтогенез севера Восточно-Европейской платформы в неогее: геология, история развития, сравнительный анализ. Диссертация ... доктора геол.-мин. уаук. М., 2013.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
4. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 13–27.
5. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 394 с.
6. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2008. 294 с.
7. Zegers T.E., de Wit M.J., Dann J., White S.H. «Vaalbara», Earth's oldest assembled continent? A combined structural, geochronological, and paleomagnetic test // Terra Nova. 1998. V. 10. N 5. P. 250–289.

О роли различных факторов рельефообразования в формировании подводного рельефа Матуа-Симуширского звена Курильской островной дуги

Центральное звено Курильской островной дуги (КОД) протягивается приблизительно на 180 км от пролива Крузенштерна до пролива Буссоль (рис. 1). В его пределах (за исключением о. Симушир) преобладают небольшие вулканические острова и скалы [1, 2, 4, 5, 9]. В силу удаленности и слабой доступности Центральные Курилы, в состав которых входит Матуа-Симуширское звено, являются наименее изученной частью КОД. Здесь выделено четыре участка, отличающиеся как по своему геологическому строению, так и по морфологии [3, 6].

Ведущую роль в формировании современного рельефа Матуа-Симуширского звена КОД играют тектонические, вулканические и эрозийные процессы. Облик рельефа определяется характером и интенсивностью действия ведущих рельефообразующих факторов.

При анализе карт рельефа в геоморфологии широко используются статистические методы [8]. Одним из примеров таких методов является составление и анализ роз-диаграмм простираний изолиний рельефа (в нашем случае – изобат). Розы-диаграммы дают объективную количественную оценку направлений изобат. Это позволяет сопоставлять рельеф разных участков, выявить ведущие факторы рельефообразования. Если в пределах изучаемой площади изобаты, а, следовательно, и очерченные ими элементы рельефа дна, имеют округлую или овальную форму, то роза-диаграмма будет характеризоваться примерно равным проявлением всех направлений. Если в формировании рельефа ведущая роль принадлежит разрывной тектонике, определившей морфологию основных элементов рельефа, то на розах будут преобладать некоторые определенные направления, соответствующие простиранию систем разрывных нарушений.

В основу настоящих исследований были положены материалы эхолотного промера и непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), полученные в 8 рейсах научно-исследовательского судна «Вулканолог» [1, 7, 9]. Была составлена батиметрическая карта Центральных Курил масштаба 1:250 000, которая использовалась для построения роз-

¹ Костромской государственной университет, Кострома, Россия

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

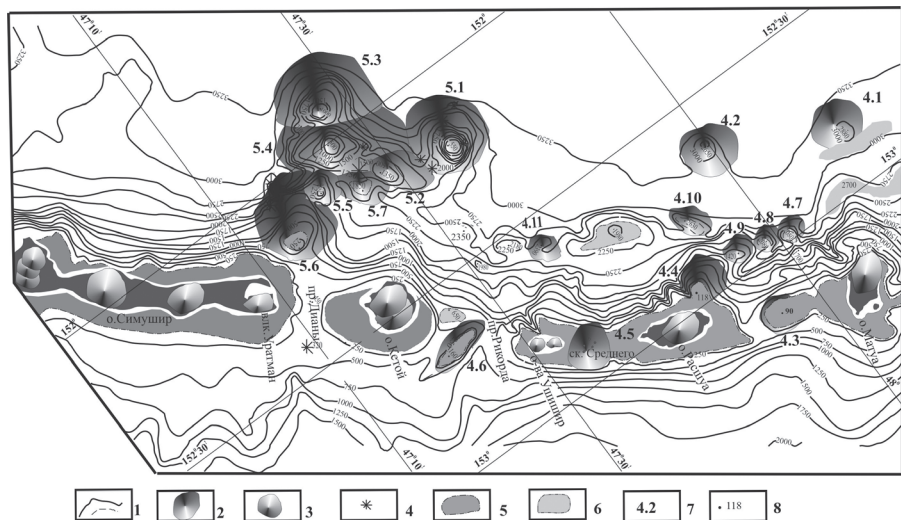


Рис. 1. Батиметрическая карта Матуа-Симуширского звена КОД [4].

1 – изобаты; 2 – подводные вулканы; 3 – наземные вулканы; 4 – предполагаемые небольшие побочные вулканические постройки; 5 – шельф и плоские вершины подводных вулканов на глубинах, соответствующих предголоценовому положению уровня моря (120–160 м); 6 – уплощенные участки рельефа дна на глубинах, превышающих величину голоценового повышения уровня моря; 7 – номера подводных вулканов; 8 – отличительные отметки глубин

диаграмм простираний изобат (рис. 1). Эта карта была разделена на 8 участков, для каждого из которых по методике, описанной в работе [8], составлялись розы-диаграммы простираний изобат (рис. 2А). Кроме того, была составлена сводная диаграмма для всего участка исследований и роза-диаграмма азимутов разрывных нарушений, выявленных в данном районе по данным НСП (рис. 2 Б, В).

В районе о. Матуа с Охотоморской стороны (рис. 2 А-I) отчетливо выделяются направления изобат в диапазоне 0–40°, т.е. близкие к простиранию КОД в этом районе (18°) или составляющие с ним острый угол. С Тихоокеанской стороны (рис. 2 А-V) отчетливо выражены направления 20°, близкое к простиранию островной дуги, и направления в диапазоне 40–60°, косые по отношению к простиранию дуги. Остальные простирания изобат выражены на диаграммах слабо или не выражены совсем.

Наблюдаемая картина свидетельствует о значительной тектонической обусловленности рельефа. При этом в современном рельефе движения, связанные с формированием островной дуги отчетливо проявились с Охотоморской и с Тихоокеанской сторон дуги. С Тихоокеанской сторо-

ны, кроме того, в рельефе нашли отчетливое проявление тектонические структуры, косые по отношению к простиранию КОД.

На участке о. Расшуа – о-ва Ушишир с Охотоморской стороны роза-диаграмма направлений изобат несколько сложнее, чем на предыдущем участке. Здесь наиболее отчетливо проявляются направления изобат в диапазоне 50–70°, косые по отношению к простиранию островной дуги на данном участке (30°). Несколько слабее, но достаточно отчетливо проявляется также направление 30°. Остальные направления выражены слабо. Подобная картина свидетельствует о значительной активности тектонических движений, приводящих к формированию косых по отношению к простиранию островной дуги морфоструктур. Но также в современном рельефе отчетливо проявляются тектонические движения, связанные с формированием островной дуги. С Тихоокеанской стороны роза-диаграмма очень похожа на розу-диаграмму для океанического склона дуги в районе о. Матуга.

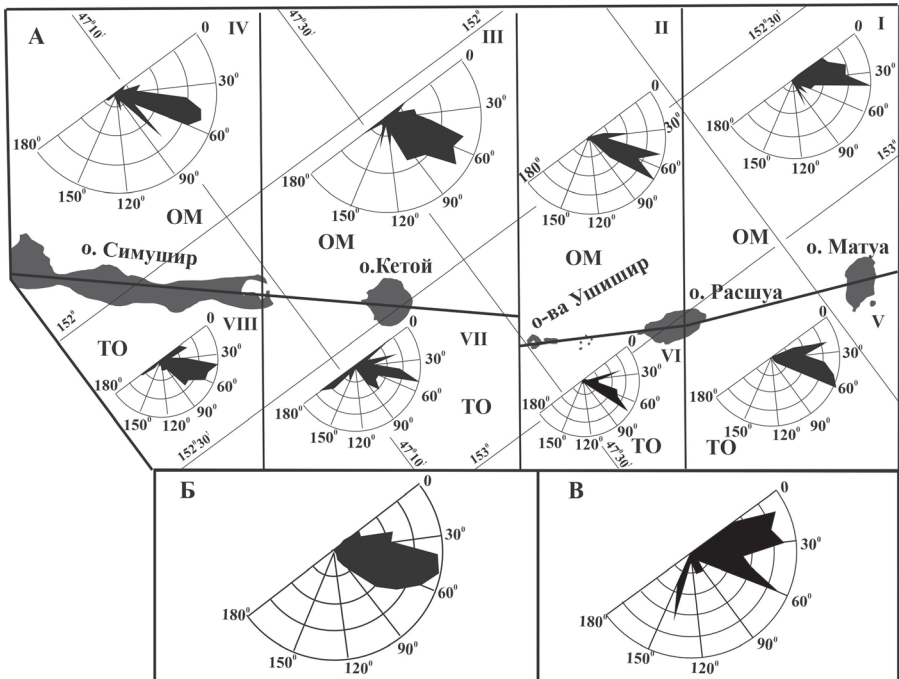


Рис. 2. Розы-диаграммы азимутов простирания изобат Матуга-Симуширского звена КОД по отдельным участкам (А), сводная диаграмма для всего района исследований (Б) и сводная диаграмма азимутов разломов (В).
I–VIII – участки звена. ОМ – Охотское море; ТО – Тихий океан

Розы-диаграммы на участке о. Кетой – пролив Дианы имеют более сложный вид. На диаграмме с Охотоморской стороны наиболее отчетливо выражены направления изобат в диапазоне $50-70^\circ$. Также достаточно отчетливо выражены простирания $30-40^\circ$ и $80-100^\circ$. Таким образом, можно сказать, что в целом здесь присутствуют направления изобат в сплошном диапазоне от 30° до 100° . Азимут простирания Большой Курильской гряды в данном районе 35° . Все это свидетельствует о значительной тектонической обусловленности рельефа, при этом ведущую роль в формировании современного рельефа дна играли тектонические структуры, ориентированные косо под острыми углами по отношению к простиранию осевой части Большой Курильской гряды. Интересно, что, несмотря на наличие на этом участке довольно большого количества подводных вулканов, их влияние на форму диаграммы является очень слабым. Оно проявляется лишь в некоторой слабой выраженности на диаграмме всех остальных, кроме упоминавшихся выше, направлений изобат.

С Тихоокеанской стороны роза-диаграмма также имеет довольно сложную форму. Здесь отчетливо выделяются несколько направлений изобат: $40-50^\circ$, $170-180^\circ$, 20° , $80-90^\circ$. Вид диаграммы отличается от вида диаграммы для Охотоморского склона, в частности, на океаническом склоне проявляются субмеридиональные и субширотные структуры.

На Охотоморском склоне о. Симушир наиболее отчетливо выражены направления изобат в диапазоне $40-60^\circ$, а также направление 80° . Ось о. Симушир имеет азимут простирания 42° . Таким образом, в современном рельефе здесь отчетливо проявляются морфоструктуры, субпараллельные простиранию островной дуги и ориентированные под острым углом к этому простиранию.

Роза-диаграмма для Тихоокеанского склона о. Симушир несколько сложнее. В частности, здесь нашли отчетливое выражение простирания изобат в более широком диапазоне: $40-80^\circ$ и $0-10^\circ$.

Наиболее многочисленными являются разломы с простираниями в диапазоне $10-30^\circ$ и около 60° (рис. 2 В), несколько меньшую роль играют разломы с азимутами простирания около 0° и $40-50^\circ$, т.е. субпараллельные простиранию островной дуги и проходящие под острыми углами ($0-30^\circ$) к этому направлению. Эти же направления достаточно отчетливо выделяются в простираниях изобат, т.е. выражены в современном рельефе. Это свидетельствует об их современной активности. Но при этом в простираниях изобат наибольшее отражение нашли простирания $40-50^\circ$, относительно слабее выраженные в простираниях разломов. Возможно, разломы этих простираний в неотектонический этап проявляли наибольшую активность, поэтому они более отчетливо выражены в рельефе.

Кроме того, в данном районе выявлено достаточно большое количество разломов с азимутами простираний около $140-150^\circ$, поперечных

простирацию дуги. В то же время эти направления очень слабо выражены в простирациях изобат. Возможно, разломы этих направлений в последнее время не являлись активными и поэтому не выражены в современном рельефе. Не исключено также, что в рельефе они маскируются влиянием других рельефообразующих факторов, в частности, вулканизма. Именно к подобным разломам, обычно сдвигового характера, приурочено большинство выявленных в данном районе подводных вулканов.

Анализ выполненных исследований и данные наших предыдущих исследований позволяют с высокой степенью достоверности утверждать, что ведущую роль в формировании подводного рельефа рельефа Матуа-Симуширского звена КОД играли тектонические движения субпараллельные современному простираению КОД в этом районе, а также направленные под острыми углами ($0-30^\circ$) к этому направлению. В то же время движения по выявляемым здесь поперечным направлению КОД разломам относительно слабо отражены в современном рельефе дна. Несмотря на наличие в этом районе многочисленных вулканических построек и эрозионных форм рельефа, в целом их роль в современном рельефообразовании значительно ниже

Литература

1. Авдейко Г.П., Бондаренко В.И., Палуева А.А. и др. Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги: состояние, итоги, перспективы // Материалы ежегодной конференции, посвященной Дню вулканолога. 30 марта – 1 апреля 2005 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2005. С. 3–7.

2. Безруков П.Л., Зенкевич Н.Л., Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Подводные горы и вулканы Курильской островной гряды // Труды Лаборатории вулканологии. 1958. Вып. 13. С. 71–88.

3. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Геоморфология и тектоника Средних Курил // Геология морей и океанов: Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. IV. М: ГЕОС, 2007. С. 32–33.

4. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Подводные вулканы Центральных Курил // Вулканизм и геодинамика. Материалы V Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 21–25 ноября 2011 года, г. Екатеринбург. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 404–406.

5. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Стрoение вулканического массива Ушишир (Центральные Курилы) // Вулканология и сейсмология. 2018. № 1. С. 16–34.

6. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Некоторые особенности тектоники центрального звена Курильской островной дуги // Тектоника, глубинное строение

и минерагения Востока Азии: X Косыгинские чтения: материалы Всероссийской конференции с международным участием, 10–12 сентября 2019, г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2019. С. 9–11.

7. Бондаренко В.И., Рашидов В.А. Подводная газо-гидротермальная активность в пределах Курильской островной дуги // Геосистемы переходных зон. 2021. Т. 5. № 1. С. 4–13.

8. Геоморфологическое картирование / Н.В. Башенина, М.В. Пиотровский, Ю.Г. Симонов и др. М.: Высшая школа, 1977. 375 с.

9. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.

Н.В. Боровков¹, Г.Л. Лейченков¹

Корреляция докембрийских комплексов горных пород и геодинамических событий Антарктиды и Австралии в контексте становления Родинии

Корреляция основана на результатах геохимических, геохронологических и структурно-тектонических данных, полученных на Земле Уилкса в Антарктиде и в южной Австралии, которые являлись частью суперконтинентов Колумбия и Родиния с мезопротерозойского времени. Исследования показывают сходство геологической истории оазиса Бангера и южной Австралии. На рисунке приведена схема сопоставления докембрийских провинций Южной Австралии с территорией Земли Уилкса (главным образом с районом ледника Денмана и оазиса Бангера, где на протяжении нескольких лет выполняются детальные геологические исследования в рамках Российских антарктических экспедиций).

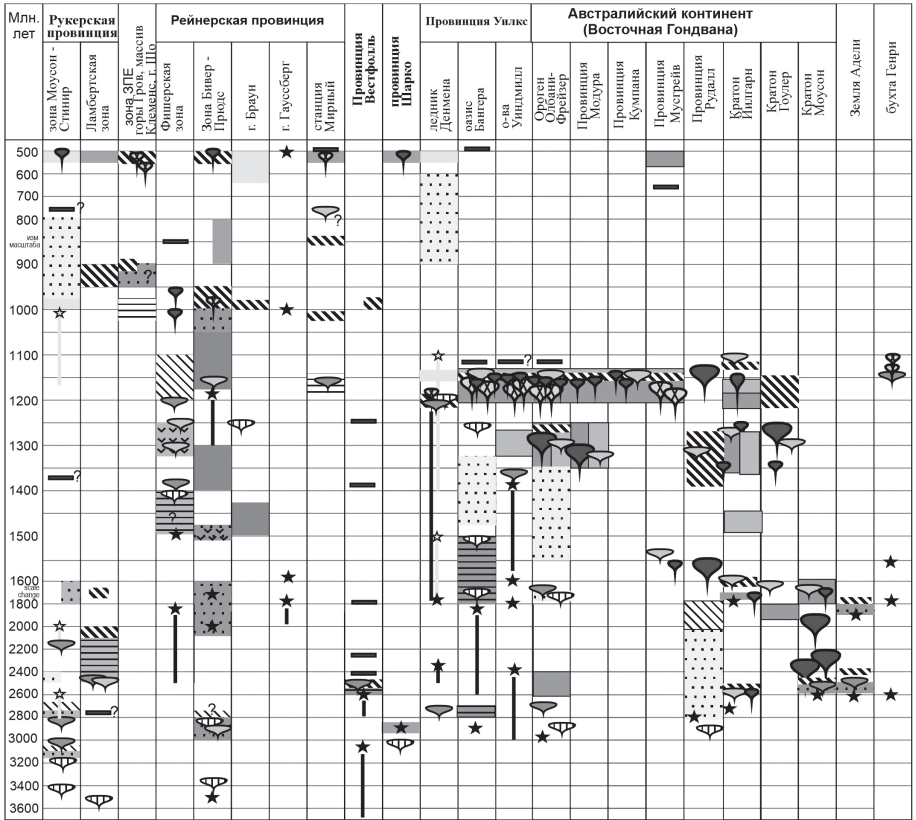
В пределах сопоставляемых территорий Антарктиды и Австралии выделено несколько тектонических провинций: 1) кратон Йилгарн в Австралии и провинция Шарко в Антарктике (западная оконечность ледника Денмана); 2) ороген-Албани-Фрайзер – Земли Уилкса (оазис Бангера и острова Уиндмилл); 3) Провинция Мадуро-Форест-Компана в Австралии; 4) кратон Моусон (Земля Адели в Антарктике) и кратон Гоелер в южной Австралии.

¹ ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

Для сравнения с орогеном Албани-Фрайзер были учтены высоко барические орогенные пояса, обрамляющие архейские кратоны южной Австралии, и представленные провинциями Мусгрейв и Рудал. Согласно имеющимся в настоящее время геохронологическим данным, точным датировкам событий магматизма и, главным образом, метаморфизма, территория центра и севера оазиса Бангера, островов Уиндмил, и вся территория земли Уилкса в целом, соотноситься с орогеном Албани-Фрайзер в Австралии и рассматривается как единая структурно-тектоническая провинция.

Провинция Шарко рассматривается в качестве сохранившихся блоков архейских кратонов, которые подверглись переработке в процессе последующей орогении в мезо-неопротерозойское время [1]. Геохронологические данные [2] подтверждают корреляцию тектонических событий провинции Шарко и Кратона Йилгарн: кристаллизация протолитов тоналито-гнейсов в палео-мезоархее (3400–3000 млн лет), орогения с синорогенным магматизмом в интервалах 2900–2500 и 1700–1600 млн лет. В пределах кратона Йилгарн отмечаются результаты воздействия орогении Албани-Фрайзер: в интервале 1200–1140 млн лет по границам с орогеном Албани-Фрайзер проявляется гранулитовый метаморфизм одновременно с синформными гранитными интрузиями. В пределах провинции Шарко и кратона Йилгарн на рубеже 1130 млн лет происходит формирование дайковых комплексов, а на рубеже 500 млн лет в пределах провинции Шарко происходит внедрение щелочно-гранитных интрузий.

Ороген Албани-Фрайзер и Земля Уилкса [1] рассматриваются как мезо-неопротерозойский гранулитовый пояс, оконтуривающий архейские кратоны. Его формированию предшествовало растяжение коры, осадконакопление, интенсивное сжатие [3, 4 и ссылки в них]. Метаморфизм характеризуется многостадийностью и быстротой смены этапов: гранулитовый, ультраметаморфизм и декомпрессия. синорогенный магматизм в условиях амфиболитовой фации: интрузивы чарнокитоидов, мелкие тела порфириновых гранитов и долеритовые дайки [5–7]. Протолиты плагиогнейсов сформировались на интервале 2800–2650 и 2350–2300 млн лет. Унаследованные ядра цирконов имеют возрасты 2500–000, 1790, 1600 и 1400–1350 млн лет [7]. Пик гранулитового метаморфизма определяется в 1250–1200, ультраметаморфизм и анатексис в 1170–1140 млн лет [3, 7]. Чарнокиты датированы возрастными 1163±7 млн лет и 1196±8, 1200±13 млн лет [6], а гранитоиды – 1173±9 млн лет. Посткинематические аплиты были внедрены 1138±9 млн лет назад. Интрузивные диорит-монцонит-чарнокитовые комплексы сменяются дайковым комплексом щелочно-базальтового состава (1130 млн лет). История развития района островов Уиндмилл в первом приближении соответствует комплексу Норналуп орогена Олбани-Фрайзер, а оазиса Бангер зоне Биранлупу



Цифрами на карте обозначены: 1-7: Протерозойские компоненты Антарктиды и Австралии; 1 - Оазис Бангера, 2 - острова Уиндмилл, 3 - Ороген Олбани-Фрейзер, 4 - Провинция Мозура, 5 - Провинция Кумпана, 6 - Провинция Мустрей, 7 - Провинция Рудал; 8-9: Кратон Гулдер-Муссон: 8 - Земля Адели, 9 - бухта Генри

← **Рисунок.** Схема корреляции докембрийских провинций Южной Австралии и Земли Уилкса в Антарктиде и моделирование тектонической архитектуры суперконтинентов докембрия (Колумбия и Родиния)

Условия магмогенерации определяются как конвергентные (начиная с 1.37 млрд лет, по изотопным характеристикам) [6].

Провинции Мусгрейв, Рудал и Мадуро-Форест-Кампана не имеют прямой корреляции с территорией оазиса Бангер, но в них проявились схожие тектонические события в немного различные интервалы времени [4]. В целом, эти провинции так же образуют гранулитовые пояса, обрамляющие архейские блоки. Гранулитовый метаморфизм совместно с кислым син- и посторогенным магматизмом проявился здесь так же с 1350 по 1200 млн лет [4].

На Земле Адели (кратон Моусон) вскрыты метаморфические (амфиболитовая и гранулитовая фации) толщи позднеархейско-раннепалеопротерозойского возраста (протолиты) и перекрывающие их палеопротерозойские метаосадочные толщи, которые хорошо коррелируются с литологическими подразделениями и тектоно-термальными событиями, установленными в Австралийской части кратона Моусон (кратоне Гоулер; [3; 2]. Возраст кристаллизации протолитов гранодиорито-гнейсов составляет около 2800–2700 млн лет, а первой фазы метаморфизма – 2520 млн лет. Чарнокитовые гнейсы из района имеют возраст метаморфизма 2700–2350 млн лет в обеих частях кратона Моусон. Метаосадочные породы так же показывают возраст метаморфизма 2440–2420 млн [6]. Гнейсовые анклавы в районе Порт Мартен содержат цирконовые популяции с возрастом 2700–2500 и 2420 млн лет [6]. На участке мыс Геология получен U–Pb возраст ультраметаморфизма около 1710–1695 млн лет [6], что связано с Кимбанской орогенией, влиявшей и на кратон Гоулер. Совместная история завершается щелочно-гранитовым посторогенным вулканизмом на рубеже 500 млн лет.

В результате выполненных исследований установлено единство орогенного пояса Албани-Фрайзер – Земля Уилкса (оазиса Бангера и острова острова Уиндмилл на Земле Уилкса), который предшествует гренивильской орогении и является результатом формирования Родинии на ранней стадии, при столкновении кратонов Йилгарн и Гоулер-Моусон. Непосредственно в пределах Оазиса Бангера отмечаются два структурно-тектонических этажа: мезопротерозойский и неoarхейский. Это обстоятельство указывает на отчетливую корреляцию территории оазиса Бангера с зоной Бирнаруп в орогене Албани-Фрайзер на территории Австралии. Эта зона, примыкающая к кратону Йилгарн, представляет собой результат его переработки с сохранением фрагментов в зоне сдвига на контакте кратонов Йилгарн и Гоулер.

Литература

1. *Fitzsimons I.C.W.* A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents // *J. African Earth Sciences*. 2000. V. 31. P. 3–15.
2. *Halpin J.A., Daczko N.R., Direen N.G., Mulder J.A., Murphy R.C.* Provenance of rifted continental crust at the nexus of East Gondwana breakup // *Lithos*. 2020. V. 354–355. P. 105363.
3. *Clark D.J., Hensen B.J., Kinny P.D.* Geochronological constraints for a two-stage history of the Albany–Fraser Orogen, Western Australia // *Precam. Res.* 2000. V. 102. P. 155–183.
4. *Tucker N.M., Hand M., Clark C.* The Bungar Hills: 60 years of geological and geophysical research // *Antarctic Science*. 2020. V. 32. N 2. P. 85–106.
5. *Fitzsimons I.C.W.* Proterozoic basement provinces of southern and south-western Australia, and their correlation with Antarctica / Yoshida M., Windley B.F., Dasgupta S. (eds.). *Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2003. V. 206. P. 93–130.
6. *Zhang S., Zhao Y., Liu X., Liu Y., Hou K., Li C., Ye H.* U–Pb geochronology and geochemistry of the bedrocks and moraine sediments from the Windmill Islands: Implications for Proterozoic evolution of East Antarctica // *Precam. Res.* 2012. V. 206–207. P. 52–71.
7. *Morrissey L.J., Payne J.L., Hand M., Clark C., Taylor R., Kirkland C.L., Kylander-Clark A.* Linking the Windmill Islands, east Antarctica and the Albany–Fraser Orogen: insights from U–Pb zircon geochronology and Hf isotopes // *Precam. Res.* 2017. V. 293. P. 131–149.

В.С. Бочкарёв¹

Особенности тектоники и геодинамические аспекты нефтегазоносности Западно-Сибирской геосинеклизы

После публикации в 1933 г. работы А.Д. Архангельского и Н.С. Шатского [1], укрепилось мнение, что вся Урало-Сибирская складчатая область, включая Западно-Сибирский осадочный бассейн, является эпигерцинской плитой. Лишь спустя десятилетия было установлено, что фундамент Западно-Сибирского мегабассейна является гетерогенным и

¹ ООО «Многопрофильное научное предприятие «ГЕОДАТА», Тюмень, Россия

включает блоки позднеархейской (енгиниды, 2515 млн лет), байкальской (625 млн лет), тиманской (500 млн лет) и уральской (245 млн лет) консолидации [2]. В связи с этим Западно-Сибирский мезозойско-кайнозойский осадочный бассейн стал называться геосинеклизой.

Благодаря сейсморазведочным работам, сверхглубокому бурению и применению новейших методов геохронологии (SHRIMP-II) были выявлены следующие особенности тектоники фундамента геосинеклизы. В зоне байкалид установлены горсты, сложенные углеродистыми сланцами и гнейсами, содержащими цирконы с U–Pb возрастом в 2.1 млрд лет и по Pb–Pb системе – 2.4 млрд лет. Чехол здесь из венд-палеозойских отложений оказался неоднородным и, на юго-востоке региона – катагенетически преобразованным с потерей коллекторских свойств (Скважины Восток 1–4 и другие). Тиманиды также имеют свои горстовые выступы, но сложенные филлитами и зелёными сланцами с U–Pb возрастом по цирконам в 565 млн лет (таблица).

Главной особенностью уралид оказалось широкое развитие орогенных комплексов пермско-раннетриасового возраста (варгашинская, рогожниковская и семейтауская серии с цирконами от 260 до 245 млн лет), которые выполняют мульды в синклиналиях, доказывая непрерывность разрезов от верхнего девона до нижнего триаса включительно (рис. 1).

В северо-западной части региона, где установлено пересечение структур Арктического и Урало-Монгольского поясов, широко развиты докем-

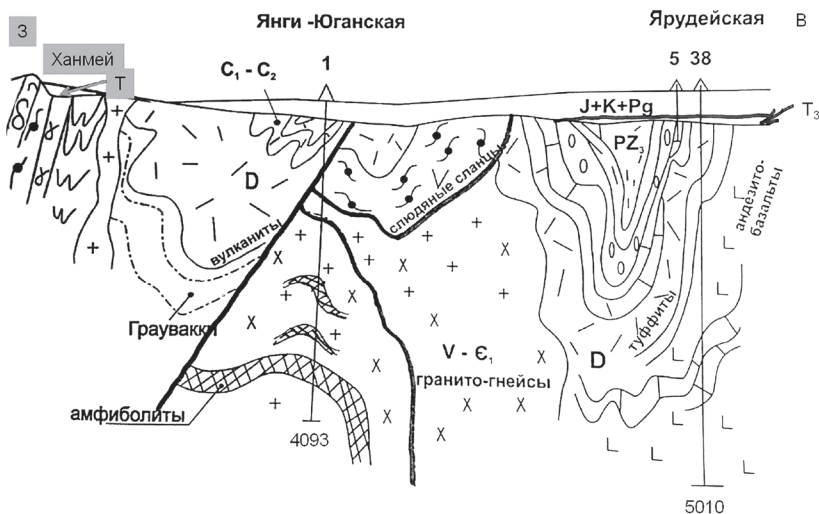


Рис. 1. Схема строения Западно-Сибирской геосинеклизы непосредственно к югу от Обской губы

брийские горсты (таблица). Важной особенностью всей Урало-Сибирской области, намеченной ещё А.П. Карпинским (1919), является волновая геодинамика. Здесь обозначилась полоса от Кустаная, Тюмени и Сургута до Тарко-Сале, в которой орогенез и общая регрессия моря начались уже в конце визейского века. К востоку от этой полосы в Томской области море удерживалось до конца московского века также, как и к западу от указанной полосы. Эти движения с миграцией в обе стороны горных волн завершились в раннем триасе формированием Предуральского и Кузнецко-Лекосского передовых прогибов. Наличие передовых прогибов согласно Р.Г. Гарецкому, А.Е. Шлезингеру и А.Л. Яншину (1965) свидетельствует об интенсивности орогенеза. Поэтому после пенепленизации складчатых гор этот регион испытал аркогенез с сопутствующими угленосными грабенами и излиянием базальтов.

Таблица

**Возраст докембрийских пород Западной Сибири
(U-Pb метод)**

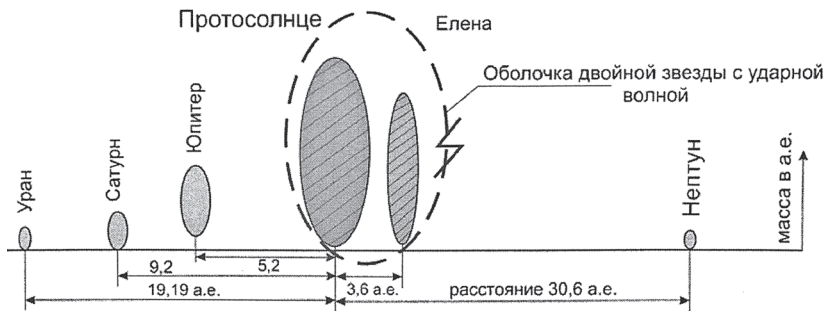
№ п/п	Площадь, скважина	Порода	U-Pb млн лет	Область складчатости	Примечания
1	Восточно-Кеушкинская 921	парагнейс выветрелый	616	уралиды	Бочкарев В.С., 2003
2	Кустюмовская 280	сланцы кристаллические	614	уралиды	Бочкарев В.С., 2013
3	Медвежья 316	сланец кристаллический	2118	байкалиды	Бочкарев В.С., 2014
4	Рогожниковский ЛУ 911	парасланцы	630	уралиды	Коровина Т.А., 2011
5	Рогожниковская 790	амфиболит	600	уралиды	Коровина Т.А., 2011
6	Семивидовская 15	сланцы кристаллические	550	уралиды	Бочкарев В.С., 2013
7	Толумская 1857	сланцы	503; 2709	уралиды	Иванов и др., 2012
8	Янгиюганская 1	гранито-гнейсы	554	уралиды	Бочкарев В.С., 2013
9	Янгиюганская 1	гранито-гнейсы	564	уралиды	Бочкарев В.С., 2013
10	Янгиюганская 1	слюдяные сланцы	953	уралиды	Бочкарев В.С., 2013

№ п/п	Площадь, скважина	Порода	U-Pb млн лет	Область складчатости	Примечания
11	Питингская 7	амфиболит	537	уралиды	Бочкарев В.С., 2014
12	Шугурская 1	пироксенит	1375	уралиды	Sm-Nd метод (ТДМ) Бочкарев В.С. и др., 2005
13	Игарка, Енисей, левый берег	эффузивы	2544	байкалиды	Бочкарев и др.
Докембрийские породы (палеонтологические данные)					
1	Вездеходная 3, 4	доломиты	венд	тиманиды	Исаев, 2016
2	Чкаловская 501, 518	известняк глинистый	венд	уралиды	Макаренко и др., 2018
3	Восток 4	известняк глинистый	венд	байкалиды	
4	Аверинская 150	известняк глинистый	венд	байкалиды	
5	Мегионская 132	известняк	докембрий	уралиды	Вологдин, 1969

В дальнейшем произошло региональное прогибание гетерогенного фундамента, начавшегося на севере с морского среднего триаса и распространявшегося по центробежной схеме на юг до Тургайского прогиба. В процессе прогибания фундамента формировались своды и мегавалы, среди которых структуры раннего заложения (юрского и неокомского) контролировали наиболее крупные месторождения нефти – Красноленинское, Самотлорское и другие.

Районы среднего Приобья периодически испытывали особые тектоно-гидротермальные активизации, сопровождавшиеся образованием цирконов с аномально высоким содержанием урана в них до 77 000 г/т. Это область диаметром в 1500 км охватывает все крупные нефтяные месторождения. Высокое содержание урана в цирконах дает повод предполагать, что уран мог формироваться в ядре Земли и временами вырываться на поверхность. Уран как химический элемент обратил внимание на такой парадокс, как отсутствие тяжелых химических элементов у планет-гигантов Юпитера, Сатурна, Урана и Нептуна, и привело к гипотезе о связи их образования в Солнечной системе при её формировании из двойной звезды путём последовательного трёхкратного взрыва (рис. 2).

а) Первый взрыв двойной звезды



б) Образование тяжёлых химических элементов, включая Th и U и коллапс.

в) Второй взрыв звезды Елены Прекрасной

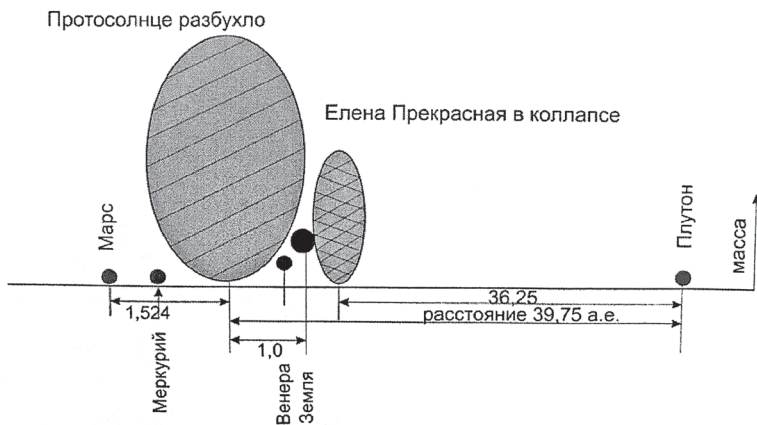


Рис. 2. Этапы становления Солнечной системы, по [2, bochkarev.net]

Литература

1. *Архангельский А.Д., Шатский Н.С.* Схема тектоники СССР // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1933. Т.ХI. № 4. С. 323–348.
2. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М.* Схема тектоники Урало-Сибирского региона // Горные ведомости. 2015. № 10. С. 6–29.

3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Нестеров И.И. Сравнительная тектоника Западно-Сибирского бассейна, Русской и Сибирской платформ по возрасту их фундаментов // Материалы тектонического совещания. Т.1. М: ГЕОС, 2022. С. 502–505.

Г.Н. Бурмакина¹, А.А. Цыганков¹, С.В. Хромых²

Смещения магм в гранитоидах Северо-Восточного Казахстана: геодинамика, петрогенезис

Базит-гранитный массив Тастау расположен в осевой части Чарской структурно-формационной зоны, и является одним из немногих магматических образований в Северо-Восточной части Казахстана. Хорошая обнаженность и разнообразие магматических пород на современном эрозионном срезе подчеркивает интерес к их изучению [1, 4]. Первые сведения о внутреннем строении массива были получены в конце XX века [2], а в последние годы нами проведены детальные петролого-минералогические, геохимические и геохронологические исследования, результаты которых представлены в докладе.

Тастауский интрузивный комплекс представляет собой корневую часть эродированного вулкана с центральным лейкогранитным штоком и кольцевой интрузией меланократовых граносиенитов, прорванных лейкогранитами. От центрального штока радиально расходятся дайки кислого состава, а к кольцевой интрузии в северной ее части приурочены небольшие изометричные тела оливиновых габбро и габброноритов.

Для массива характерно широкое распространение минглинг-структур, отражающих различные механизмы взаимодействия кислой и мафической магм, включающие механическое смешение (минглинг) и химическое взаимодействие (миксинг) с формированием композитных смесей и гибридных пород. Кроме того, Доукина К.А. с соавторами выделяют несколько линейных зон северо-западного простирания, насыщенных базитовыми микроинтрузиями [1], однако резкая дискордантность этих зон, не выходящих за пределы кольцевой интрузии, а также их приуроченность к задернованной части массива вызывают определенные со-

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

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

мнения в их наличии. Нами минглинг-структуры были изучены в северной части центрального лейкогранитного штока, где прослеживаются вся цепочка гибридизации/смешения контрастных по составу магм, от «чисто» базитовых включений через диоритовые, до кварцевых сиенитов. В целом включения можно разделить на два крайних типа: базальтовые, практически не подвергшиеся гибридизации и ММЕ, состав которых варьирует в широком диапазоне от диоритов, и монцонитов до кварцевых сиенитов.

Первый тип мафических включений, который распространен в большей мере, это базальтовые включения, размер которых достигает 1.5 м. Характер контактов, с вмещающими гранитами типичен для mingling структур: уменьшение размеров зерен минералов базитовых включений непосредственно в контакте с вмещающими лейкогранитами; извилистые, фестончатые, лопастевидные контуры мафических тел с ориентировкой выступов в направлении гранитов; овальная, округлая форма базитовых фрагментов; признаки пластической деформации в базитах. Все перечисленные особенности трактуется как свидетельства контакта двух жидкостей с разной вязкостью [3, 5, и др.]. К этим классическим признакам можно добавить специфическую форму гранитных прожилков внутри базитовых включений, указывающую на инъекции кислой магмы по контракционным трещинам, разделявшим остывающее базитовое тело на пиллоу-подобные фрагменты. Кроме перечисленных признаков, нужно отметить морфологию фрагментов гранитного вещества внутри мафического. Как правило, обособления гранитного состава формируют внутри базитов либо округлые фрагменты, либо относительно крупные домены округлой формы.

Ко второму типу можно отнести ММЕ долеритового, монцонитового и кварц-сиенитового составов, размеры которых варьируют от долей сантиметра до сравнительно крупных, достигающих 0.5 м по длинной оси, однако в большинстве случаев размеры включений составляют 10–15 см. Форма включений округлая, вытянутая, линзовидная, иногда неправильная. Контакты включений с вмещающими гранитоидами резкие, однако ни каких приконтактных изменений (зернистости, минералогического состава) ни во включениях, ни во вмещающих породах не наблюдается. Крупные включения часто инъецированы гранитным материалом в виде ветвящихся прожилков.

Состав мафических включений второго типа, как уже указывалось выше, охватывает широкий диапазон петрографических разновидностей – от монцодиоритов, через монцониты и кварцевые монцониты до кварцевых сиенитов, при этом крайние члены этого ряда пользуются весьма ограниченным распространением, тогда как монцодиориты являются наиболее типичными представителями ММЕ.

Геологические признаки ММЕ первого типа свидетельствуют о одновременном сосуществовании двух жидкостей с разной вязкостью, тогда как включения второго типа таких явных признаков «смешения» не имеют. Однако, наличие неравновесной ассоциации основного плагиоклаза (битовнит) и пироксена с калиевым полевым шпатом, олигоклазом и кварцем – эти особенности вполне определенно указывают на магматическое происхождение включений, при этом их кристаллизация, судя по микроструктурным характеристикам, происходила непосредственно в магматической камере. Наличие высококальциевого плагиоклаза указывает на более основной, по сравнению с наблюдаемым, базальтоидный исходный расплав, из которого формировались включения. При этом кислый плагиоклаз, щелочной полевой шпат и кварц, вероятно, являются результатом гибридизации (дебазификации) включений.

Мафические включения первой группы по составу относятся к субщелочному габбро. Породы характеризуются узким диапазоном составов по главным химическим элементам ($\text{SiO}_2 = 45.8\text{--}51.7$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.1\text{--}17.2$, $\text{TiO}_2 = 0.75\text{--}2.0$, $\text{FeO}_{\text{сум}} = 5.2\text{--}10.5$, $\text{MgO} = 3.4\text{--}9.7$, $\text{CaO} = 6.3\text{--}7.8$ мас.%) и высокими содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9.3$ мас.%).

ММЕ второго типа по составу отвечают диоритам, монцонитам и кварцевым сиенитам. Породы характеризуются широкими вариациями составов по всем главным химическим элементам ($\text{SiO}_2 = 58.8\text{--}70.3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.1\text{--}18.9$, $\text{TiO}_2 = 0.32\text{--}1.01$, $\text{FeO}_{\text{сум}} = 5.2\text{--}10.5$, $\text{MgO} = 0.9\text{--}3.8$, $\text{CaO} = 4.3\text{--}6.4$ мас.%) и высокими содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8.1$ мас.%). Включения второго типа характеризуются повышенным содержанием TiO_2 и Na_2O относительно включений первого типа. У некоторых ММЕ первого типа (габбронориты) спектр РЗЭ характеризуется умеренным наклоном с обогащением легкими лантаноидами и отсутствием европиевой аномалии ($(\text{Ce}/\text{Yb})_n = 5.34$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.02$). Все остальные мафические включения имеют схожие по форме спектры, но с небольшими отрицательными европиевыми аномалиями ($(\text{Ce}/\text{Yb})_N = 4.99\text{--}5.54$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.68\text{--}0.78$).

Обобщая новые и литературные данные по мафическим породам тастауского комплекса можно сделать следующие выводы. Базит-гранитная интрузия Тастау является следствием взаимодействия мантийной мафической и гранитоидной магм. Смешение магм контрастного состава и их эволюция (дифференциация и фракционная кристаллизация) породили многообразие пород промежуточного состава. Процессы смешения включали в себя механическое смешение (минглинг – ММЕ первого типа) и химическое взаимодействие (миксинг – ММЕ второго типа) с формированием гибридных пород.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № (№ 20-05-00344), и выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011390002-2.

Литература

1. Докукина К.В., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях (на примере тастауского интрузивного комплекса Восточного Казахстана) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 804–826.
2. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кубебней В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 207 с.
3. Cook N.D.J. Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: an example of magma mingling // Lithos, 1988. V. 21. P. 247–262.
4. Khromykh S.V., Izokh A.E., Gurova A.V., Cherdantseva M.V., Savinsky I.A., Vishnevsky A.V. Syncollisional gabbro in the Irtysh shear zone, Eastern Kazakhstan: Compositions, geochronology, and geodynamic implications // Lithos. 2019. V.346-347. Art.105144.
5. Lowell G.R., Young G.J. Interaction between coeval mafic and felsic melts in the St. Francois Terrane of Missouri, USA // Precam. Res. 1999. V. 95. P. 69–88.

М.М. Буслов¹

Геодинамики формирования Северной Евразии в позднем неопротерозое – палеозое

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), расположенный между Восточно-Европейским, Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратами, является ключевым объектом в расшифровке геодинамики формирования Северной Евразии в позднем неопротерозое – палеозое.

Традиционно в русскоязычной научной литературе ЦАСП рассматривается [1–3; и мн. др.] как результат субдукции Палеоазиатского океана под Сибирский, Восточно-Европейский и Казахстанский континенты. Данная точка зрения предполагает образование нескольких разновозрастных складчатых зон в результате последовательной аккреции островных дуг, докембрийских микроконтинентов и фрагментов океанической коры

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

к указанным континентам. Докембрийские микроконтиненты (Муйский, Тувино-Монгольский, Кокчетавский и др.) рассмотрены как фрагменты суперконтинента Гондваны, раскол которой привел к формированию Палеоазиатского океана.

В англоязычной научной литературе [4, 5 и мн. др.] широко используется представление, что в истории Палеоазиатского (Туркистанского) океана существовала единая вендско-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, соответственно, Кипчакская и Тувино-Монгольская. Ассоциирующие с ними докембрийские блоки рассмотрены как отколовшиеся при раскрытии задуговых бассейнов докембрийские блоки Восточно-Европейского и Сибирского кратонов. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского кратонов произошли деформации дуг, выраженные в формировании крупных ороклинальных изгибов (Казахского и Монгольского) и крупноамплитудных сдвигов.

В последнее время в ЦАСП выделяются [6, 7] следующие основные тектонические элементы: Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген и аккреционный ороген, представленный Кузнецко-Алтайской, Бошекуль-Чингизской и Жарма-Саурской островодужными системами, характеризующими конвергентные границы, соответственно, Индо-Атлантического и Тихоокеанского тектонических сегментов Земли [8]. Индо-Атлантическому сегменту свойственны процессы образования и распада суперконтинентов, а также неоднократное образование и закрытие океанов. В результате субдукции формируются коллизионные орогены, в которых совместно с фрагментами океанической коры участвуют различные по размерам блоки докембрийской континентальной коры. Для Тихоокеанского сегмента характерны длительная и сложная тектоно-магматическая эволюция огромной океанской плиты и сложные субдукционно-аккреционные процессы наращивания ювенильной коры окружающих континентов. В результате субдукции формируются аккреционные орогены, содержащие фрагменты океанической коры.

Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген сформирован в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента, Тувино-Монгольскую и Казахстанскую (Кипчакскую) островные дуги тектонической плиты Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы. Отличительной чертой является наличие континентальных блоков Гондваны, включающих фрагменты гренвильской орогении (1.4–0.85 млрд лет). Аналогом Казахстанско-Байкальского коллизионного орогена являются мезозойско-кайнозойские коллизионные орогены, сформированные на конвергентной границе Индо-Австралийской и Евразийской плит.

Позднепротерозойско-палеозойский аккреционный ороген состоит из позднепротерозойско-раннеордовикской Кузнецко-Алтайской и позднепротерозойско(?)-палеозойских Бошекуль-Чингизской и Жарма-Саурской островных дуг и их аккреционных комплексов, Алтайско-Салаирской ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбонской активной окраины. В аккреционных клиньях аккреционного орогена широко представлены фрагменты позднепротерозойско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий, а также турбидиты глубоководных желобов. В аккреционном орогене отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе тектонической плиты Палеоокеана, а не плиты Палеоазиатского океана. Современным аналогом аккреционного орогена являются мезозойско-кайнозойские аккреционные орогены, сформированные на конвергентной границе Тихоокеанской и Евразийской плит.

Коллизионный и аккреционный орогены ЦАСП разделены ранне-среднепалеозойской Чарско-Чарышско-Теректинско-Телецко-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоной. В ее строении принимают участие в различной степени метаморфизованные фрагменты позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты. Современным геодинамическим аналогом сутурно-сдвиговой зоны является зона тройного сочленения Индо-Австралийской, Тихоокеанской и Евразийской плит.

В позднем девоне – раннем карбоне коллизионный и аккреционный орогены были аккретированы к Сибирскому континенту и сформировали Северо-Азиатский континент. В раннепермское время его южная окраина, представленная ЦАСП, была интенсивно деформирована под коллизионным воздействием Восточно-Европейского континента и превращена в огромную внутриконтинентальную орогенную область, питающую обломочным материалом внутриконтинентальные и окраинно-континентальные бассейны (Кузнецкий, Карагандинский, Печерский и другие). В результате коллизии Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов ЦАСП был деформирован в крупные ороклинальные складки: Казахстанскую и Монгольскую, сформированные на месте коллизионного орогена, а также Бошекуль-Чингиз-Кузнецко-Алтайскую, сформированную на месте аккреционного орогена, и разделен сдвигами и сопряженными надвигами на множество фрагментов.

В мезозое–кайнозое механизм роста Евразийского континента продолжался по схожему сценарию и в современной структуре реализован формированием коллизионного орогена на конвергентной границе Индо-Атлантической плиты с Евразией, и аккреционного орогена на конвергентной границе Тихоокеанской плиты с Евразией.

Предложенная модель формирования Евразии хорошо объясняется взаимосвязью между проявлением супер-плюмов и тектоникой плит [9–11]. Африканский суперплюм контролирует эволюцию Индо-Атлантической плиты и формирование коллизионных орогенов, Тихоокеанский плюм контролирует эволюцию плиты Палеопацифики и формирование аккреционных орогенов.

Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая эволюция западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8–28.
2. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика Центрально-Азиатского палеозойского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 48–61.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
4. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
5. Windley B.F., Alexiev D., Xiao W.J., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // J. Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 31–47.
6. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
7. Buslov M.M., Shcherbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V. Palaeotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian Tuvaella and Retziella brachiopod fauna locations // Lethaia, 2022. V.55. Is.1. P. 1–15.
8. Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
9. Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.
10. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. (отв. ред.). Геологическая эволюция Земли: от космической пыли до обитателя человечества. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2022. 327 с.
11. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // Gondwana Res. 2007. V. 11. P. 7–37.

Лежачие складки северной периферии Балыгычанского блока (Северо-Восток России): локальное явление или проявление общих закономерностей формирования дислокаций при процессах коллизии?

Одним из крупных тектонических элементов юго-восточной части Яно-Колымской складчатой системы мезозоид Северо-Востока России является Балыгычанский блок. Его контуры характеризуется угловатой изометричной формой, во многом определяемой тектоническим характером его границ. В строении Балыгычанского блока принимают участие породы средней–верхней перми, триаса и юры, по составу и формационной принадлежности в определенной степени близкие отложениям верхоянского комплекса Северо-Азиатского кратона, но сформированные в совершенно иной геодинамической обстановке задугового бассейна, связанного с Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской) вулканической дугой [1, 2].

В структурном отношении Балыгычанский блок традиционно относится к так называемым районам пологих дислокаций [5, 6]. Как правило, породы смяты преимущественно в пологие брахиморфные складки и нередко разбиты разрывными нарушениями разного типа. Ширина складок первого порядка обычно составляет 5–15 км, длина 30–50 км. Крылья складок наклонены под углами 20–60° и осложнены мелкой складчатостью.

В период с 2007 по 2022 гг. мы проводили полевые наблюдения в процессе учебного геологического картирования на геолого-съёмочном полигоне в верховьях р. Паутовая, бассейн р. Колыма. В результате нами выявлено, что вблизи северной границы Балыгычанского блока, которая большей частью совпадает с зоной крупных широтных разрывных нарушений, обычно определяемой как Паутовский разлом, характер складчатых дислокаций резко отличен от описанных выше.

Здесь на площади примерно в 15 км² в полосе шириной 3 км, там, где позволял характер обнаженности, нами документировалось широкое развитие плоскостных цилиндрических лежачих складок с амплитудой порядка десяти метров в породах верхней перми и нижнего триаса. Складки идентичной морфологии наблюдались нами во всех обнажениях, размеры

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

² Северо-Восточный государственный университет, Магадан, Россия

которых позволяли видеть и замок, и крылья складки одновременно, что дает основания предполагать сплошную проработку слоистых толщ в этой зоне дислокациями такого типа. Лежачие складки наблюдались как в цокольных террасах водотоков, так и в останцах на водоразделе по правому склону долины р. Паутовая (превышение над долиной р. Паутовая около 400 м) (рисунок). Таким образом, вертикальный размах проработки слоистых толщ такими складками – не менее 300–400 м.

Северная часть Балыгычанского блока, непосредственно примыкающая к Паутовскому разлому, имеет свои геофизические особенности, которые отличают её от остальной территории. В строении магнитного поля здесь преобладают полосовые положительные магнитные аномалии высокой интенсивности субширотного простирания. Они связаны с пирротиновой минерализацией, которая, вероятно, обусловлена процессами динамометаморфизма вдоль субгоризонтальных тектонических срывов.

Возникает вопрос, какова природа и региональный масштаб распространения описанных нами структурных форм в пределах всего Балыгычанского блока? Представляется, что для однозначного решения этого вопроса необходимо проведение целого комплекса современных структурных исследований на большой территории с привлечением данных геофизики.

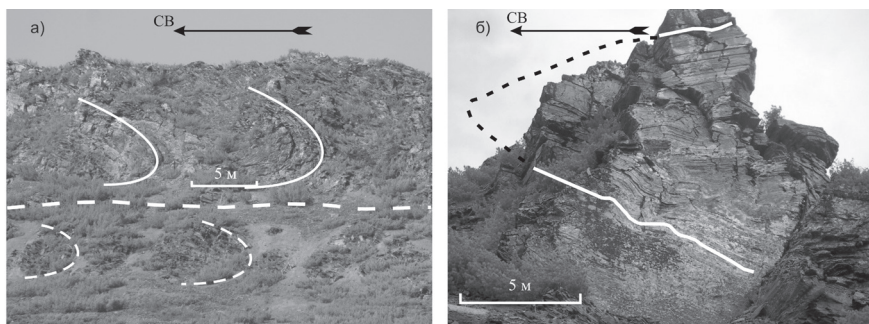
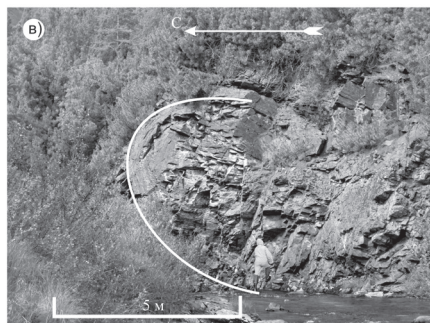


Рисунок. Лежачие складки в породах верхней перми и нижнего триаса на р. Паутовая (северная периферия Балыгычанского блока): *а* – счешуированные пакеты лежачих складок на правобережье р. Паутовая напротив устья руч. Обрывистый (водораздельная часть); *б* – одиночная лежачая складка в породах ларюковской свиты, там же, *в* – то же, в породах оводовской свиты, руч. Обрывистый



Следует также отметить, что многие предыдущие исследователи неоднократно отмечали сложный характер сочленения Балыгычанского блока и примыкающего к нему с севера Иньяли-Дебинского синклинория, куда попадает изученная нами территория. Так, Б.И. Мальков [7] фиксирует здесь «Припаутовскую систему чешуйчатых сбросов». На карте Р-56 м-ба 1:1 000 000 2-го поколения [6] также показана система крупных надвигов. Наконец, в последней крупной монографии, посвященной тектонике Северо-Востока Азии [3] указывается, что «Паутовский разлом ... по своей морфологии является крупным надвигом с плоскостью падения сместителя на юг». В геоэлектрическом разрезе Паутовский разлом характеризуется падением в южном направлении [4]. Он сопровождается более мелкими разломами листрического (чешуйчатого) строения с общим южным падением.

Несмотря на многолетние исследования рассматриваемой территории, тем не менее, конкретных фактических данных, наглядно иллюстрирующих описанные сложнодислоцированные комплексы, нигде не содержится, поэтому наши данные являются, по существу, первыми наблюдениями такого рода, где приведены конкретные полевые материалы, свидетельствующие о широком развитии лежащих складок и, вероятно, связанных с ними пологих тектонических срывов в северной части Балыгычанского блока.

Таким образом, рассмотренные нами факты широкого развития сложнодислоцированных комплексов заставляют в очередной раз задуматься в справедливости традиционной трактовки Балыгычанского блока (поднятия) как района развития пологих дислокаций и позволяют предполагать гораздо более сложную его структуру и историю формирования, типичную для развития коллизионных поясов.

Работа выполнена в рамках госзадания СВКНИИ ДВО РАН и при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-05-00604.

Литература

1. Бяков А.С. Пермские отложения Балыгычанского поднятия (Северо-Восток Азии). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 87 с.
2. Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81–85.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
4. Горячев Н.А., Палымский Б.Ф., Петров А.Н., Хасанов И.М. Ансамбли разломов Охотско-Колымского региона // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2016. № 1. С. 3–16.

5. Кузнецов В.М. Строение и история развития Балыгычанского поднятия // Тихоокеанская геология. 1986, № 1. С. 62–70.

5. Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока масштаба 1:2 500 000). Тр. СВКНИИ СО АН СССР. Вып. 33. Магадан, 1969. 79 с.

6. Корольков В.Г., Гельман М.Л. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Лист Р-56 (О-56). Сеймчан. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 100 с.

7. Мальков Б.И. Тектоника верхнеколымских мезозойд (Северо-Восток СССР) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1976. 20 с.

И.А. Веклич¹, О.В. Левченко¹, А.Н. Иваненко¹, Турко Н.Н.²

Тектоника Восточно-Индийского хребта в районе 5° с.ш. (по результатам полигонной съемки 42 рейса НИС «Академик Борис Петров»)

Восточно-Индийский хребет (ВИХ) является самым протяженным асейсмичным хребтом Мирового океана и самым большим линейным внутриплитным океаническим поднятием. Он протягивается более чем на 5.5 тыс. км, почти строго в меридиональном направлении вдоль 90° в.д. Основные геолого-геофизические данные, на которых основаны современные представления о строении и природе Восточно-Индийского хребта, были собраны в 70–80-е гг. прошлого века в рейсах отечественных и зарубежных научно-исследовательских судов [1]. Геофизическая съемка в них проводилась с использованием аналоговой аппаратуры вдоль редких одиночных профилей, а площадная съемка выполнена только на небольших участках хребта в районе глубоководных скважин и очень редко на специальных полигонах. В 2017 г. геофизическая съемка в северном сегменте ВИХ выполнена в 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» с современной цифровой аппаратурой и высокоточной спутниковой навигацией, а для анализа полученных данных использованы компьютерные программы обработки. Съемка на полигоне 1 в районе скв. 758 выполнена по регулярной сетке широтных (6) и меридиональных (7) профилей с

¹ Институт океанологии РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

межгалсовым расстоянием ~10 км на скорости 9 узлов. Объем съемки в рейсе ~475 миль.

Батиметрическая съемка в 42 рейсе выполнена с судовым многолучевым эхолотом ATLAS HYDROSWEEP DS-2. Полученные данные, дополненные съемкой с мультибимом в рейсе ИС «Роджер Ревелл», обеспечили полное покрытие площадной батиметрической съемкой, позволив построить детальную карту рельефа дна этого участка ВИХ (рис. 1А). Она существенно уточнила представления о рельефе дна северного сегмента Восточно-Индийского хребта. В этой карте наглядно отражены основные контрастные морфоструктуры этого участка хребта (рис. 1А и 2), охватывающего юго-восточную окраину одного из больших вулканических массивов [2] или эшелонированных тектонических блоков [3]. Вершинная поверхность блока находится на глубинах 2750–2900 м и представляет собой слабоволнистую равнину. В её наиболее высокой части широкие ложбины северного простираения разделяют вершинную поверхность на субмеридиональные гряды относительной высотой до 100 м. Большая часть полигона 1 расположена в широкой глубокой впадине, разделяющей два его больших массива/блока. ЮЗ-СВ простираение впадины четко подчеркивается крутыми уступами ее северного и южного склонов с азимутом ~55° и ~35° соответственно. Они определяют грабенообразную форму впадины, расширяющейся от ~30 км на северо-востоке в Кокосовой котловине до ~50 км на юго-западе в Центральной котловине. Эта грабенообразная форма более четко проявляется в северо-восточной части впадины с крутыми склонами, которая является фрагментом дна Кокосовой котловины, чем в юго-западной части, являющейся фрагментом дна Центральной котловины из-за более пологих склонов.

В северо-восточной части полигона ортогональные впадине широкие ложбины СЗ-ЮВ простираения расчленяют поверхность северного блока ВИХ. Южная из ложбин прослеживается до глубин 3300–3400 м и ограничивает с востока седловину между двумя блоками ВИХ. Она образована узким поднятым блоком в центральной части впадины, соединяющим эти блоки в виде своеобразного «моста». Основными структурами здесь являются линейные ложбины ЗСЗ-ВЮВ простираения, почти ортогонально секущие основное тело хребта. Ограничивающие их крутые уступы предполагают, что они связаны с сравнительно молодыми тектоническими нарушениями. Наряду с линейными формами рельефа, основными морфоструктурами этого «моста» являются две подводные вулканические горы в центральной части седловины (рис. 1А и 2). Они имеют овальную форму с длинной осью, вытянутой с ЗСЗ на ВЮВ, глубина вершины у северной горы менее 2450 м, южная на 100 м ниже. Разделяющая их вершинная поверхность прорезана глубокой ложбиной ЗСЗ-ВЮВ простираения, ограничивающей южную гору.

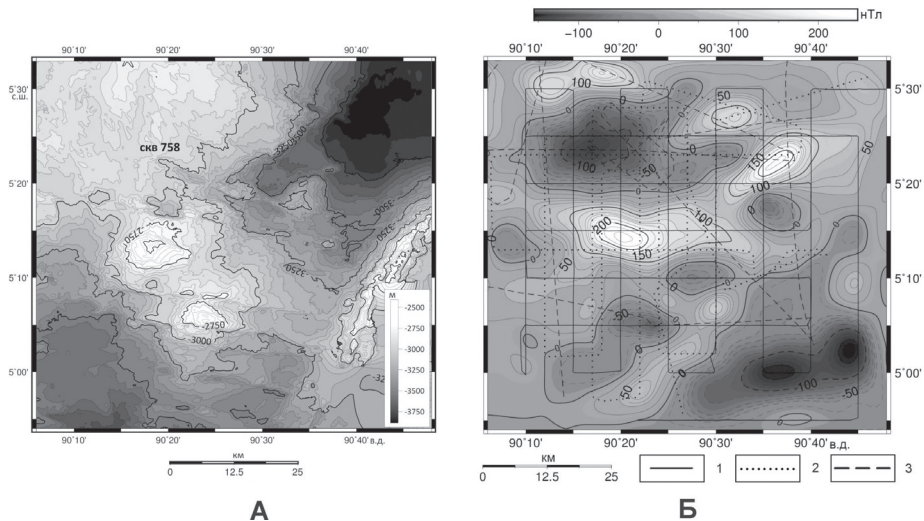
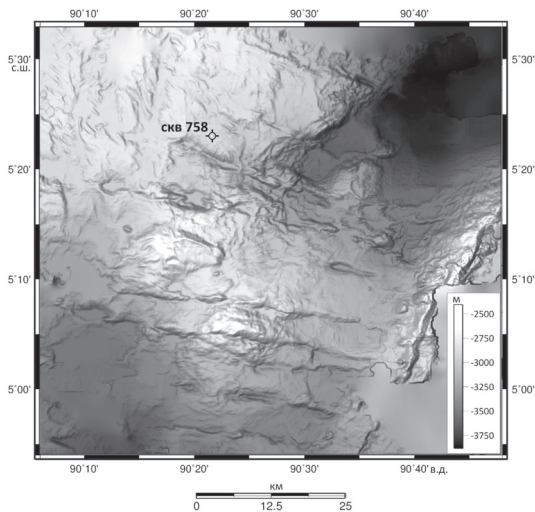


Рис. 1. Результаты геофизической съемки на полигоне 142 рейса НИС «Академик Борис Петров».

А) карта рельефа дна. Б) Карта аномального магнитного поля.

Галсы съемки: 1) НИС «Академик Борис Петров», 2) НИС «Роджер Ревел», 3) из базы данных Geodas (<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/trk/trackline/chain/>)

Рис. 2. Трехмерное изображение рельефа дна полигона 1



Магнитная съемка в 42 рейсе выполнена с магнитометром МРМГ-4, оригинальной разработкой Лаборатории геофизических полей ИО РАН. Среднеквадратическая ошибка составила 6.5 нТл. С использованием всех

данных магнитной съемки построена детальная карта аномального магнитного поля полигона 1 (рис. 1Б). Общим свойством АМП на полигоне 1 является его слабая корреляция с рельефом дна. Здесь наблюдаются интенсивные локальные аномалии как приуроченные к локальным структурам рельефа дна и фундамента, так и явно с ними не связанные. Эти аномалии носят сложный интерферирующий характер, вызванный наложением полей от источников, разделенных по намагниченности, пространственному положению и возрасту. Основной массив хребта не везде четко отражается в АМП, что хорошо иллюстрирует рис. 1Б. Магнитные аномалии здесь представлены парами сопряженных экстремумов разного знака, вытянутых в субширотном и северо-восточном направлении. Наиболее выразительные аномалии приурочены к двум подводным горам в центральной седловине и локальным линейным поднятиям. К небольшому линейному поднятию в юго-восточной части полигона приурочена цепочка слабых (до 100 нТл) положительных и отрицательных аномалий, вытянутых в северо-восточном направлении. Диапазон оценок возраста структур полигона весьма широк – самые молодые образовались примерно 20 млн лет назад, самые древние свыше 80 млн лет назад. Результаты полигонной магнитной съемки впервые позволили рассмотреть природу источников магнитных аномалий Восточно-Индийского хребта. До сих пор расплывчатые представления о его аномальном магнитном поле основывались на редких одиночных профилях, по которым здесь были выделены отдельные линейные магнитные аномалии. Детальная магнитная съемка таковых не выявила, что согласуется с доминирующей гипотезой происхождения Восточно-Индийского хребта в результате магматизма плюма Кергелен.

Выводы. В рельефе полигона 1 выделяются несколько морфоструктурных планов. Наиболее крупные элементы – блоки ВИХ и седловина между ними ограничены уступами северо-восточного простираения. Ортогональные к ней широкие ложбины расчленяют поверхность северного блока ВИХ. Наиболее глубокая из них ограничивает седловину с востока. К югу от нее поверхность седловины расчленяют узкие ложбины ЗСЗ-ВЮВ простираения. Они секут не только поверхность седловины, но и возвышающиеся на ней вулканические сооружения. По-видимому, эти ложбины являются наложенными формами, наиболее поздними по времени образования. На основании выделенных ранее по одиночным магнитным профилям в северном сегменте ВИХ линейных палеомагнитных аномалий спрединговой природы, предполагали его тектоническую природу [4]. Детальная съемка на полигоне 1 не выявила линейных аномалий, свидетельствуя в пользу происхождения Восточно-Индийского хребта в результате магматизма плюма Кергелен, как считает большинство исследователей, например, [1, 2].

Данная работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2021-0005, О.В. Левченко, И.А. Веклич, А.Н. Иваненко и тема № FMUN-2019-0076, Н.Н. Турко).

Литература

1. Левченко О.В., Суцевская Н.М., Маринова Ю.Г. Природа и история формирования Восточно-индийского хребта – ключевой тектоно-магматической структуры восточной части Индийского океана // Геотектоника. 2021. № 2. С. 41–69.
2. Sager W.W., Bull J.M., Krishna K.S. Active faulting on the Ninetyeast Ridge and its relation to deformation of the Indo-Australian plate // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. P. 4648–4668.
3. Геология и геофизика дна Восточной части Индийского океана / П.Л. Безруков, Ю.П. Непрочнов (ред.). М.: Наука, 1981. 255 с.
4. Шрейдер А.А. Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 319 с.

Р.В. Веселовский^{1,2}, А.М. Фетисова^{1,2}

Первый надёжно датированный позднепермский палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы, полученный по осадочным породам разрезом Сухоборка и Сосновка (р. Ветлуга)

Пограничный пермо-триасовый осадочный комплекс Русской плиты Восточно-Европейской платформы в последние годы интенсивно исследуется комплексом методов с целью актуализации магнитостратиграфической шкалы перми–триаса Русской плиты, а также для получения новых палеомагнитных определений как основы палеотектонических реконструкций и оценки ключевых характеристик магнитного поля Земли на границе палеозоя и мезозоя. Для достижения перечисленных целей, объекты, возраст которых надёжно установлен, в особенности, изотопно-геохронологическими методами, рассматриваются как наиболее перспек-

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

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

тивные, и одной из основных задач является их комплексное изучение (или переизучение) на современном аппаратурном и методическом уровне.

На сегодняшний день пермо-триасовый осадочный комплекс Русской плиты Восточно-Европейской платформы не может похвастать объектами, надёжно датированными методами изотопной геохронологии, поэтому недавнее обнаружение пеплового горизонта в разрезе Сухоборка в Нижегородской области и CA-ID-TIMS датирование первично магматических цирконов, выделенных из слагающих его бентонитовых глин (253.95 ± 0.06 млн лет) [1], определило повышенный интерес палеомагнитологов к этому разрезу.

Разрез Сухоборка (56.730°N , 45.750°E) мощностью 10–11 м сложен континентальными преимущественно аллювиальными отложениями и представлен пестроцветными песками и глинами с небольшими сероцветными прослоями песчаников. В середине разреза содержится пепловый прослой, представленный бентонитовыми глинами тёмно-бордового цвета, мощностью 11–12 см. В нижней части разреза в пачке песков присутствуют остатки рыб, которые свидетельствуют о вятском возрасте пород (быковский горизонт, верхняя пермь). В красноцветных глинах, слагающих верхнюю часть разреза, встречены ядра остракод, комплекс которых указывает на соответствие нефедовскому горизонту (нижняя часть верхневятского подъяруса) [2]. Пепловый прослой расположен между биостратиграфически датированными ниже- и верхневятскими отложениями.

Для получения надёжного палеомагнитного определения (палеомагнитного полюса) из разреза Сухоборка, из интервала мощностью около 6 метров, было отобрано 73 ориентированных образца. Непосредственно из пеплового прослоя был отобран 51 ориентированный образец – 26 стеклянных колб и 25 пластиковых контейнеров. Из разреза Сосновка, расположенного в 2 км к востоку, в котором также вскрываются слои, находящиеся в разрезе Сухоборка ниже уровня воды в р. Ветлуга, было дополнительно отобрано 26 ориентированных штуфов (опробованный интервал разреза составляет 4–5 м). Впоследствии образцы в пластиковых контейнерах были подвергнуты магнитной чистке переменным полем, образцы в стеклянных колбах – температурной магнитной чистке. Из штуфов было выпилено по 2 кубических образца-дубля для выполнения двух перечисленных видов магнитной чистки. Общий объем коллекции составил 89 образцов.

Петромагнитные исследования и рентгенофазовый анализ показали, что магнитная фракция в образцах из пеплового прослоя представлена маггемитом и гематитом, а в образцах из перекрывающих и подстилающих осадочных пород – магнетитом и гематитом. Лабораторные магнитные чистки переменным магнитным полем и температурой выявили

следующие особенности. Образцы из пеплового горизонта не размагничиваются при амплитудах переменного поля до 200 мТл, при этом температурная чистка оказывается вполне эффективной: в интервале температур 350–700 °С во всех образцах уверенно выделяется стабильная характеристическая компонента остаточной намагниченности прямой полярности. Тем не менее, в результате чистки переменным магнитным полем образцов песчаников, алевролитов и глин разрезов Сухоборка и Сосновка, в интервале 10–130 мТл, удается выделить стабильную характеристическую компоненту намагниченности как прямой, так и обратной (разрез Сосновка) полярности. Средние направления выделенных стабильных компонент намагниченности близки к ожидаемому для поздней перми в данном районе, однако средние направления прямой и обратной полярности, являясь почти антиподальными, формально не проходят тест обращения ($\gamma/\gamma_{cr} = 6.99/6.95$), что может быть связано с неполным удалением современной компоненты намагниченности.

Таким образом, состав магнитной фракции, биполярное распределение характеристической компоненты намагниченности и близость её вычисленного среднего направления к ожидаемому рассматриваются нами как указания на первичность наиболее стабильной компоненты ЕОН. Соответствующий палеомагнитный полюс имеет координаты $plat = 55.3^\circ$; $plong = 158.1^\circ$; $dp/dm = 3.5^\circ/5.1^\circ$ и является первым надежно датированным полюсом для пермо-триасового комплекса Русской плиты. Значительная мощность изученного интервала разреза, в котором также отмечена смена полярности магнитного поля Земли, даёт основания полагать, что вековые вариации в палеомагнитной записи усреднены и полученный полюс является палеомагнитным. Важно отметить, что вычисленный позднепермский палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы с возрастом 254 млн лет статистически значимо не отличается от «траппового» палеомагнитного полюса Сибирской платформы (~251 млн лет) [3], что может рассматриваться как указание на отсутствие масштабных относительных перемещений этих платформ в мезозое и кайнозое.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ 22-27-00597, 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 [4].

Литература

1. Davydo V.I., Arefiev M.P., Golubev V.K., Karasev E.V., Naumcheva M.A., Schmitz M.D., Silantiev V.V., Zharinova V.V. Radioisotopic and biostratigraphic constraints on the classical Middle–Upper Permian succession and tetrapod fauna

of the Moscow syncline, Russia // *Geology*. 2020. V. 48. P. 742–747. <https://doi.org/10.1130/G47172.1>

2. Голубев В.А., Арефьев М.П., Наумчева М.А., Бакаев А.С., Ульяхин А.В., Давыдов В.И., Силантьев В.В. О возрасте пермских отложений нижнего течения р. Ветлуга, Нижегородская область // ПАЛЕОСТРАТ-2019. Годичное собрание (науч. конф.) секции палеонтологии МОИП и Моск. отд. Палеонтологического о-ва при РАН: Тез. докл. / Ред. А.С. Алексеев И Назарова В.М. М.: Палеонтол. ин-т им. А.А. Борисяка РАН, 2019. С. 21–22.

3. Pavlov V.E., Fluteau F., Latyshev A.V., Fetisova A.M., Elkins-Tanton L.T., Black B.A. et al. Geomagnetic secular variations at the Permian-Triassic boundary and pulsed magmatism during eruption of the Siberian Traps // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. 20. <https://doi.org/10.1029/2018GC007950>

4. Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., Fokin I.V., Patonin A.V., Pashenko A.M., Fetisova A.M., Matveev M.A., Afinogenova N.A., Rud'ko D.V., Chistyakova A.V. Shared research facilities «Petrophysics, geomechanics and paleomagnetism» of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. N 2. P. 0579. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>

Е.В. Ветров¹, Е.А. Пихутин¹, Н.И. Ветрова¹

**Палеозойская эволюция земной коры
Тувинского сегмента ЦАСП
по данным комплексных исследований гранитоидов
Таннуольского террейна**

Большая часть территории Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) сложена породами палеозойских комплексов, которые являются источником информации о развитии и закрытии Палеоазиатского океана, в процессе чего первоначальная океаническая кора преобразовалась в зрелую континентальную с дальнейшей эволюцией последней. Таннуольский террейн Тувы, расположенный в северном сегменте ЦАСП, сложен преимущественно раннепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, которые прорваны многочисленными разновозрастными интрузиями. В данной работе приведены геохронологические и геохимические сведения о гранитоидах Таннуольского террейна с целью расшиф-

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

ровки этапов формирования и преобразования земной коры Тувинского сегмента ЦАСП в раннем и среднем палеозое.

По результатам наших исследований в пределах Таннуольского террейна выделяется пять типов гранитоидных ассоциаций, начиная с (венда) – раннего кембрия и заканчивая девоном. Наиболее древние гранитоиды с U-Pb возрастом циркона ~540–520 млн лет представляют собой низкокальциевые, железистые, кальциевые разности с низкими содержаниями Rb, Ta, Nb и Ti. Венд(?)–раннекембрийские гранитоиды маркируют начальную стадию формирования островной дуги, когда в процессы плавления наряду с мантийными источниками вовлекались базитовые породы океанического основания и низов островодужной постройки [1, 2].

Средне-позднекембрийские (~510–490 млн лет) гранитоиды относятся к известково-щелочной и высококальциевой известково-щелочной сериям. Геологические и геохимические данные указывают на то, что средне-позднекембрийские среднекислые породы могли образоваться из смешанного источника, включающего фракционированные магмы мантийного происхождения и компоненты корового происхождения. Эти породы обогащены легкими РЗЭ, обеднены Ta, Nb и Ti, что свидетельствует о дуговом магматизме. На тектонических дискриминантных диаграммах, отражающих соотношение ряда элементов, Rb–(Y + Nb), Ta–Yb и Hf–Rb/30–Ta*3 средне-позднекембрийские породы располагаются в поле островодужных образований. В сочетании с положительными значениями $\epsilon Nd(t)$ (от +5.6 до +7.7) и молодым двухстадийным модельным возрастом Nd ($T(DM_2) = 700–550$ млн лет) средне-позднекембрийские гранитоиды могут быть рассмотрены как надсубдукционные образования. Массивы средне-позднекембрийских гранитоидов деформированы конформно складчатым структурам Таннуольского террейна, что может свидетельствовать о том, что они подверглись дальнейшей компрессионной тектонике. Мы предполагаем, что гранитоиды с возрастом ~510–490 млн лет фиксируют окончание субдукции и тектонический переход от субдукции к коллизии.

Процесс коллизии мог привести к последующему укорочению и утолщению континентальной коры и вызвать внедрение раннеордовикских (~480–470 млн лет) гранитоидов. Геохимические особенности синхронных раннеордовикских базитовых пород свидетельствуют об их образовании в результате высокой степени плавления гранатового лерцолитового мантийного источника на больших глубинах (более ~60–80 км). В то время как гранатсодержащие гранитоиды с возрастом ~480–470 млн лет имеют геохимические характеристики адацитов, такие как высокие отношения Sr/Y и $(La/Yb)_N$ и, вероятно, были образованы в результате частичного плавления утолщенной нижней коры. С другой стороны, геохимический состав раннеордовикских пород демонстрирует островодужные черты,

что указывает на субдукционную обстановку. Представляется возможным, что субдукционные характеристики раннеордовикских магматических пород были унаследованы от рециклированных субдукционных компонентов. Таким образом, коллизия в северной части ЦАСП в раннем ордовике (~480–470 млн лет) могла привести к утолщению земной коры и подъему горячей астеносферной мантии, последующему частичному плавлению утолщенной нижней коры на глубоких уровнях и проявлению соответствующего эпизода гранитоидного магматизма в пределах Таннуольского террейна.

Последующий эпизод магматизма в пределах Таннуольского террейна связан с внедрением высококальциевых известково-щелочных железистых гранитоидов в среднем–позднем ордовике (~460–450 млн лет). Эти породы образуют массивы без каких-либо деформаций и, скорее всего, внедрились в постколлизивных условиях растяжения. Гранитные породы среднего и позднего ордовика имеют $Y/Nb > 1.2$, что указывает на то, что они образовались в результате андерплейтинга и нагревания магм, прошедших цикл от островодужного до коллизивного магматизма [3]. Обширный гранитоидный магматизм в постколлизивной обстановке мог быть вызван крупномасштабной литосферной деляминацией. Вслед за утолщением нижней коры в среднем–позднем ордовике в условиях тектонической декомпрессии произошло расслоение литосферы, приведшее к гравитационной неустойчивости нижней коры. В свою очередь гравитационная неустойчивость нижней коры могла привести к утонению литосферы и астеносферному апвеллингу, нагревшему основание нижней коры, что могло способствовать ее частичному плавлению. Апвеллинг астеносферного материала, вызванный литосферной деляминацией, может вызвать изменения в составе мантии и сформировать высококальциевую магму [4].

Гранитоиды, для которых по U-Pb датированию циркона и бадделеита получен возраст ~390–380 млн лет, представлены, главным образом, рибекитовыми разностями и аплитами. Средне-позднедевонские гранитоиды имеют предельно высокие содержания SiO_2 и широкие вариации содержания щелочей ($Na_2O + K_2O$). Эти породы железистые, относятся к известково-щелочной и щелочно-известковой сериям. Рибекитовые гранитоиды и аплиты характеризуются высоким содержанием суммы R3Э и низкими концентрациями CaO, MgO, Ba, Sr и Eu. Такие геохимические характеристики указывают на их внутриплитную природу. Геохимический состав средне-позднедевонских гранитоидов также позволяет предполагать, что они были образованы путем фракционной кристаллизации обогащенного мантийного источника, контаминированного коровым материалом. Первичные магмы рибекитовых гранитоидов и аплитов были образованы из ювенильных позднепротерозойско-раннепалеозойских (от

610 до 520 млн лет) источников с положительными (от +5.61 до +6.55) значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$. Внедрение этих гранитоидов маркирует короткий период растяжения и рифтогенеза в пределах Таннуольского террейна и указывает на активность мантийного плюма под северными районами ЦАСП в живет-франское время.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10069, <https://rscf.ru/project/22-77-10069/>.

Литература

1. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

2. Ветров Е.В., Черных А.И., Бабин Г.А. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточно-Таннуольского сектора Тувинского магматического пояса: геодинамическая позиция, возраст и металлогения // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 5. С. 641–655.

3. Eby G.N. The A-type granitoids – a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.

4. Lustrino M. How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism // Earth Sci. Rev. 2005. V. 72. P. 21–38.

В.Г. Владимиров¹

Регламент структурно-петрологического картирования

Структурное картирование как элемент геологического картирования является его наиболее консервативным элементом. В настоящее время существует явное противоречие между содержанием структурных работ при картировании и требованиями к их результатам. Традиционно основной объем структурных работ касается описания геологических форм осадочных, вулканогенных, метаморфических и магматических тел, ориентировки и форм пликативных и дизъюнктивных нарушений. Однако

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия. Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

в настоящее время по окончании структурных работ предполагаются дополнительные выводы о тектонических обстановках и районировании, структурном контроле рудопроявлений и магматизма, возрасте заложения и реактивации разломов, кинематики деформирования пород, синхронности, либо последовательности тектоники, метаморфизма и магматизма.

Можно констатировать, что возрастание требований к результатам структурного картирования есть, однако методических подходов и методов для принятия подобных решений в руки структурных геологов не предоставляется, либо они носят характер узкоспециальных исследований. Решение существующей проблемы возможно, если ориентировать структурное картирование не только на изучение форм и ориентировок дислокаций, но и на анализ процессов деформирования – минералов, минеральных агрегатов, горных пород в отдельных обнажениях, тектонических блоков и литосферы в целом.

Как следствие, дополнительное и, возможно, основное внимание должно уделяться анализу механизмов деформирования, закономерностей структурообразования и условиям и кинематики деформаций. Это позволит в итоге корректно согласовывать результаты структурного картирования со смежными геологическими исследованиями.

Современный анализ деформаций в горных породах и расширение возможностей структурного картирования требует внедрения в его практику жесткого регламента проведения структурных, структурно-кинематических и структурно-петрологических работ.

Регламент включает в себя: анализ скальных обнажений; отбор структурно ориентированных образцов; изготовление и анализ ориентированных пластинок и петрографических шлифов; дополнительное построение специализированных структурных схем. Ниже кратко приводятся основные положения данного регламента.

1. В процессе полевого картирования описание деформаций проводится предпочтительно в том срезе скального обнажения, который отвечает следующему условию: а) перпендикулярность плоскостям скальвания, либо полосчатости тектонического, либо полосчатости иного происхождения; б) параллельность линейности растяжения (минерального, агрегатного). При наличии пликативных нарушений описание складчатых форм производится дополнительно в срезе скального обнажения перпендикулярно ориентировкам шарниров.

2. Отбор структурно ориентированных образцов, разметка образцов для структурно-петрологического анализа. При отборе образцов для анализа деформаций предпочтение отдается пространственно и структурно ориентированным образцам. Образцы размечаются в соответствии с существующими нормами – в плоскости скальвания наносится знак

нормального или опрокинутого залегания. Здесь же в плоскости скальвания намечается направление линейности деформационного растяжения.

Если обнажение представляет элювиально-делювиальные развалы, то отбирается информативный образец с деформациями и на его плоскости скальвания производится разметка ориентировки линейности деформационного растяжения.

Если образец не деформирован или деформации визуально не диагностируются, то отбирается образец с полосчатостью различного продолжения.

В случае отсутствия видимых признаков деформирования образцы размечаются перпендикулярна контактам, полосчатости, либо в иных информативных для анализа плоскостях.

3. Изготовление структурно ориентированных пластинок и прозрачных петрографических шлифов. Предварительно размеченные структурно ориентированные образцы горных пород распиливаются по плоскостям максимально близко к условию перпендикулярности к поверхностям скальвания и полосчатости и, одновременно, параллельно деформационной линейности растяжения.

Все структурно ориентированные пластинки сканируются, размечаются для изготовления шлифов и аналитических исследований, вносятся в единую информационную базу. Выполняется сортировка пластинок с выбором наиболее информативных, из которых изготавливаются в дальнейшем структурно ориентированные петрографические шлифы.

4. Анализ деформаций в структурно ориентированных петрографических шлифах проводится как под микроскопом, так и на компьютере после предварительной микрофотосъемки шлифа в проходящем свете и в скрещенных николях. Анализ деформаций на компьютере позволяет изучить максимальную площадь деформационных структур и слагающих их минералов, что невозможно при обычном просмотре шлифов под микроскопом. Поэтому данный метод является предпочтительным.

5. Анализ деформационных изменений в структурно ориентированных петрографических шлифах включают: а) общая характеристика породы; б) общая характеристика деформаций в образце; в) характеристика хрупких деформаций; г) фрагментация породы и минералов; д) характеристика внутрикристаллических деформаций; е) прочие механизмы сброса напряжений.

Общая характеристика деформаций в образце – признаки деформирования породы; интенсивность деформаций; полистадийные деформации; тип деформаций (реология); деформации сдвигового генезиса; кинематика деформаций; хрупкие проникающие деформации; пликативные деформации и др.

Характеристика хрупких деформаций – зоны и области дробления; трещины и сколы; жилы; порфирокласты; системные трещины и сколы.

Фрагментация породы и минералов – фрагментация отдельных зерен; агрегатная; фрагментация растяжения сдвигового генезиса; будинирование и др.

Характеристика внутрикристаллических деформаций – дробление, раскалывание, нарушение сплошности и изменение формы монокристаллов; скалывание и растаскивание по спайности слюдистых пакетов; кинкинг минералов; деформационное двойникование; появление ламелей и полос излома; волнистое погасание; шестоватые агрегаты; появление субзерен; необластез, вращательная рекристаллизация; изменение размера зерен минералов; движение границ зерен; прочие характеристики.

Прочие механизмы сброса напряжений – рекристаллизация; метаморфические изменения; частичное плавление; признаки магматического течения и др.

6. Построение литолого-структурной и вспомогательных структурных схем. Формализация результатов анализа деформаций в структурно ориентированных шлифах.

Полевые структурные наблюдения и результаты анализа петрографических шлифов формализуются и заносятся вместе с их географической привязкой (широта и долгота) в единую базу данных для построения литолого-структурных и вспомогательных структурных схем.

Степень деформирования породы: D0 – деформаций нет; D1 – слабая степень деформирования породы; D2 – умеренная степень деформирования породы; D3 – высокая степень деформирования породы. Совокупность областей на карте с параметрами D0, D1, D2 и D3 позволяют локализовать на схеме области деформирования пород различной интенсивности.

Оценка условий деформирования: НТ – высокотемпературные, МТ – среднетемпературные и ЛТ – низкотемпературные деформации. Они позволяют локализовать на схеме области деформирования, проявившиеся при различной температуре. Данные параметры направлены в первую очередь для выявления скрытых интрузий, транспорта и положения перегретых флюидных и гидротермальных систем, дискриминации разновозрастных и разноглубинных тектонических нарушений.

Реологическое поведение пород при их деформировании (по доминированию): В – хрупкие; ВD – хрупко-пластичные; D – пластичные. Оценка реологического поведения пород при деформировании позволяет локализовать на изучаемой площади проникающие деформации, в том числе сопровождаемые массопереносом.

Интенсивность изменения минералов и минеральных агрегатов: AR0 – изменения отсутствуют; AR1 – изменения имеют начальный уровень или

единичны; AR2 – изменения носят умеренный характер; AR3 – интенсивные изменения. Данные параметры не следует напрямую коррелировать с метасоматическими изменениями и метасоматической зональностью. Это предварительная оценка степени и пространственного положения областей, где наблюдается повышенный уровень изменений минералов и минеральных агрегатов, что позволяет локализовать возможное положение проникающих деформаций.

На сводной схеме объединяются литолого-структурные и вспомогательные структурные схемы, опирающиеся на анализ деформаций в петрографических шлифах. Комплексный анализ схем позволяет локализовать на изучаемой площади деформированные породы, выполнить их районирование по интенсивности и условиям деформирования. Выявить области распространения хрупких, хрупко-пластических и пластических деформаций, а также области проницаемости, благоприятные с позиций структурной геологии и тектоники для поиска полезных ископаемых

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН.

**В.Ю. Водовозов^{1,2}, Г.Л. Лейченков^{3,4}, М.С. Егоров⁵,
Н.А. Гонжуров⁵, Н.В. Боровков³**

**Ключевой мезопротерозойский палеомагнитный полюс
Восточной Антарктиды и его значение
для палеотектонических реконструкций
Родинии и Гондваны**

Из всех материков наименее изученным является Антарктида, на 99% закрытая ледяным покровом. Это в полной мере касается изучения ее геологической эволюции. Антарктида входила в состав всех древних суперконтинентов, но при этом для докембрийского интервала получено всего два надежных палеомагнитных полюса [5, 8], что оставляет выполненные

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Ломоносов, Санкт-Петербург, Россия

реконструкции с участием Антарктиды в значительной мере спекулятивными. Цель нашего исследования – получение надежного палеомагнитного определения и уточнение на его основе тектонической эволюции Восточной Антарктиды. Полевые исследования и отбор ориентированных образцов из мезопротерозойских габбро-долеритовых даек оазиса Бангера были проведены в 2019 и 2022 гг., в работе мы представляем результаты палеомагнитного анализа 436 образцов из 32 даек.

В геологическом и тектоническом отношении антарктический материк делится на две крупные области – Восточную Антарктиду, преимущественно сложенную докембрийскими комплексами кристаллического щита, частично перекрытыми платформенным чехлом, и Западную Антарктиду, где преобладают фанерозойские орогенные комплексы Тихоокеанского подвижного пояса. В надледных выходах фундамента, сосредоточенных в прибрежной зоне Восточной Антарктиды, распознаются две главные категории докембрийских структур: архейские–палеопротерозойские ядра древней стабилизации земной коры (кратоны) и мезопротерозойско–неопротерозойские подвижные пояса (орогены). Наиболее обширный кратон Восточной Антарктиды, известный как кратон Моусон, предположительно протягивается от Земли Адели на юг вглубь материка до хребта Миллер в Трансантарктических горах и, возможно, далее до хребта Шеклтона, где обнажаются палеопротерозойские метаморфические комплексы. Оазис Бангера – крупный выход пород фундамента Восточной Антарктиды с конца мезопротерозоя составлял единое целое с кратоном Моусон [14]. В геологическом строении Оазиса по данным [13] и геологической съемке ПМГРЭ, принимают участие 8 толщ метаморфических пород от неoarхея до мезопротерозоя и не менее 5 комплексов магматических пород мезопротерозойского возраста.

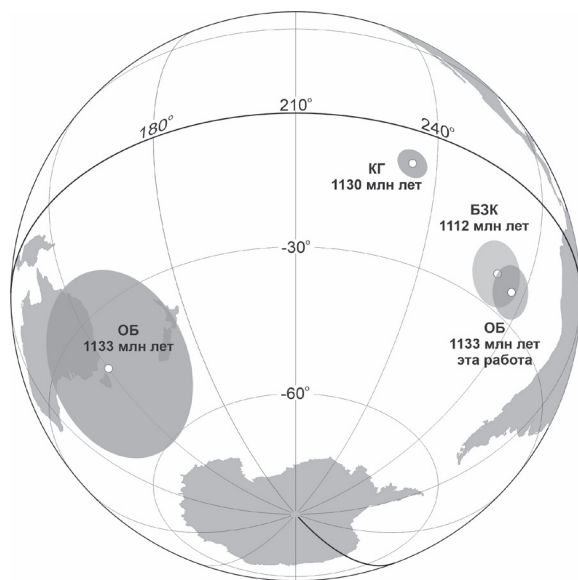
Дайковый комплекс габбро-долеритов надежно датирован U–Pb методом по циркону и бадделейту возрастом 1134 ± 9 млн лет и 1131 ± 16 млн лет, соответственно, и имеет ясную геодинамическую позицию – дайки внедрялись на заключительных стадиях орогении Олбани-Фрейзер, которая привела к объединению антарктической и австралийской частей кратона Моусон [14]. Дайки являются посткинematическими и неметаморфизованными. Тела имеют преимущественно северо-западное простирание и крутое падение. Их мощность колеблется от десятков сантиметров до 125 метров, а количество исчисляется десятками (возможно, сотнями). Породы представлены оливиновыми габбро-долеритами или оливиновыми габбро.

Для получения палеомагнитной записи естественной остаточной намагниченности (ЕОН) 381 образец были полностью размагничены нагреванием в лаборатории палеомагнетизма ГИН РАН, 55 образцов – переменным полем в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма

ИФЗ РАН. На диаграммах Зийдервельда выделяются одна или две компоненты ЕОН. Средние направления высокотемпературных компонент ЕОН даек на стереограмме образуют два антиподальных кластера, но тест обращения для них отрицательный ($\gamma/\gamma_c = 24.7/18.5$), что вероятно связано с наличием в распределении неосредненных за палеоэоковые магнитные вариации данных [3]. После обращения в одну полярность мы получили по всем 32 дайкам среднее направление высокотемпературных компонент ЕОН: $D = 166.4^\circ I = 1.9^\circ k = 10.0 a95 = 8.5^\circ$. На первичность выделенных высокотемпературных компонент указывает положительный тест контакта [1]. Палеомагнитный полюс ($P_{lat} = -24.1^\circ P_{long} = 266.1^\circ A95 = 6.0^\circ N = 32$) рассчитан по всем 32 виртуальным геомагнитным полюсам отдельных даек. Согласно нашим данным в конце мезопротерозоя блок «Оазис Бангера» находился на экваторе.

Полученные нами результаты значительно расходятся с данными [10] по тому же дайковому комплексу оазиса Бангера, это расхождение может быть связано с разным объемом опробования в нашей работе и в работе [10]. Мы имеем возможность сравнить наш полюс с двумя надежными докембрийскими полюсами Восточной Антарктиды (рисунок), полученным по примерно одновозрастным породам других тектонических блоков, слагающих фундамент Восточной Антарктиды. В пределах доверительного интервала наш палеомагнитный полюс совпал с полюсом, полученным по кислым вулканитам Земли Котса с возрастом 1112 ± 4 млн лет [5]. Совпадение одновременных палеомагнитных полюсов двух блоков, которые при-

Рис. 1. Сравнение полученного в работе полюса с известными определениями Восточной Антарктиды. ОБ – оазис Бангера, по [10], КГ – кратон Грюнехогна, по [8], БЗК – блок Земли Котса, по [5]



надлежат в настоящее время одной литосферной плите, означает, что весь данный интервал они не двигались относительно друг друга, возможны только незначительные вращения в пределах доверительных интервалов полюсов. Существует вероятность совпадения полюса вращения двух блоков с палеомагнитным полюсом, оба блока в таком случае могли разойтись и сойтись в той же конфигурации на сколь угодно большой угол, но совпадение палеомагнитного полюса с полюсом вращения является маловероятным событием [2]. Таким образом, начиная с 1112 млн лет назад блок Земли Котса и агломерат Моусон-Бангер, вероятнее всего, составляли единый континентальный массив. Оба определения – наше по оазису Бангера и определение по Земле Котса [5] отличаются от полюса [8], полученного по базитам кратона Грюнехогна с возрастом ~1130 млн лет, но достаточно близки к нему. Мы не выявили жесткую тектоническую связь в позднем мезопротерозое между агломератом Моусон–Земля Котса и кратоном Грюнехогна, но можем оценить возможные взаимные вращения, связанные, вероятно, с раскрытием и закрытием неопротерозойского океанического бассейна между этими тектоническими блоками. Их широтное расхождение было около 1000 км ($9.3^{\circ} \pm 5.2^{\circ}$), вращение составило 33° ($32.9^{\circ} \pm 5^{\circ}$).

Наличие всего трех надежных палеомагнитных полюсов, полученных по разновозрастным породам трех различных докембрийских блоков Восточной Антарктиды, позволяет протестировать имеющиеся палеотектонические реконструкции, выполненные на геологической основе. Согласно [9] на рубеже мезопротерозоя и неопротерозоя антарктические блоки совместно с другими континентальными блоками сформировали суперконтинент Родиния. В неопротерозое суперконтинент Родиния подвергся рифтогенезу и распался на несколько крупных палеоконтинентов. Предполагается, что в это время между Моусоном и кратоном Грюнехогна был заложен океанический бассейн, размер которого к концу неопротерозоя мог достигать ширины 3000 км [12]. В позднем неопротерозое – кембрии произошло закрытие этого палеоокеана, а также других океанических бассейнов, что привело к формированию Гондваны в результате двух главных коллизионно-аккреционных событий [4, 6]: Восточноафриканской (650–550 млн лет) и Куунгской (580–520 млн лет) орогений. Восточноафриканская орогения отражает коллизию палеоконтинентов Индии, Африки и Восточной Антарктиды, образовавших единый Восточноафрикано-Антарктический ороген в процессе закрытия Мозамбикского палеоокеана [7]. Среди геологических формаций океанической природы, относимых к этому орогену, можно отметить офиолиты хребта Шеклтон [15], обрамляющие блок берега Котса с юга. Вместе с тем, принадлежность офиолитов хребта Шеклтон к Мозамбикскому океану, принимаемая многими исследователями как данность, не является доказанной.

Рассматривается альтернативная гипотеза формирования Гондваны в результате коллизии на куунгском этапе палеоконтинентов Конго–Индия–Эндерби и Калахари–Антарктида–Австралия [4, 11]. В этом случае офиолиты хребта Шеклтона могут представлять собой дериваты океанического бассейна, закрывшегося в процессе неопротерозойско-кембрийского росско-деламерийского орогенеза на противоположной окраине со стороны Протопацифики. Полученные нами данные в большей степени соответствуют этой модели становления Гондваны.

Литература

1. *Водовозов В.Ю., Лейченко Г.Л., Егоров М.С. и др.* Палеомагнетизм мезопротерозойских габбро-долеритов оазиса Бангера (Восточная Антарктида): ключевое палеомагнитное определение и тектонические следствия // *Геотектоника*. 2021. № 2. С. 24–40.
2. *Кокс А., Харп Р.* Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
3. *Щербакова В.В., Водовозов В.Ю., Жидков Г.В. и др.* Ультранизкая напряженность геомагнитного поля в мезопротерозое по породам дайкового комплекса оазиса Бангера (1133 млн лет, Восточная Антарктида) // *Физика Земли*. 2022. № 6. С. 90–112.
4. *Boger S.D.* Antarctica – before and after Gondwana // *Gondwana Research*. 2011. V. 19. N 2. P. 335–371.
5. *Gose W.A., Helper M.A., Connelly J.N. et al.* Paleomagnetic data and U-Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: Implications for late Proterozoic plate reconstructions // *J. Geophys. Res., Ser. B: Solid Earth*. 1997. V. 102. P. 7887–7902.
6. *Jacobs J.* Neoproterozoic/Lower Paleozoic events in Dronning Maud Land // *Gondwana Research*. 1999. V. 2. P. 473–480.
7. *Jacobs J., Thomas R.J.* Himalayan-type indenter-escape tectonics model for the southern part of the Neoproterozoic – early Paleozoic East African–Antarctic orogen // *Geology*. 2004. Vol. 32. P. 721–724.
8. *Jones D.L., Bates M.P., Li Z.X. et al.* Palaeomagnetic results from the ca. 1130 Ma Borgmassivet intrusions in the Ahlmannryggen region of Dronning Maud Land, Antarctica, and tectonic implications // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 247–260.
9. *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. N 1. P. 179–210.
10. *Liu Y., Li Z.-X., Pisarevsky S.A. et al.* First Precambrian palaeomagnetic data from the Mawson Craton (East Antarctica) and tectonic implications // *Sci. Reports*. 2018. V. 8. N 16403.
11. *Meert J.G.* A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // *Tectonophysics*. 2003. V. 362. P. 1–40.

12. *Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E. et al.* A Full-Plate Global Reconstruction of the Neoproterozoic // *Gondwana Research*. 2017. V. 50. P. 84–134.
13. *Sheraton J.W., Tingey R.J., Oliver R.L., Black L.P.* Geology of the Bungler Hills-Denman Glacier region, East Antarctica / Australian Geol. Surv. Organisation. BMR Bull. 244. 1995.
14. *Stark J.C., Wang X.-C., Li Z.-X. et al.* In situ U/Pb geochronology and geochemistry of a 1.13 Ga mafic dyke suite at Bungler Hills, East Antarctica: The end of the Albany-Fraser Orogeny // *Precambrian Research*. 2018. V. 310. P. 76–92.
15. *Talarico F., Kleinschmidt G., Henjes-Kunst F.* An ophiolitic complex in the northern Shackleton Range, Antarctica // *Terra Antarctica*. 1999. V. 6. P. 293–315.

**И.П. Войнова^{1,2}, А.Н. Диденко^{1,2}, А.Ю. Песков¹,
С.В. Зябрев¹, А.В. Кудымов¹, М.В. Архипов¹**

Вулканыты Ниланского террейна (петрогеохимия, палеомагнетизм, тектонические выводы)

Ниланский террейн, как и соседний с ним с севера Ульбанский, располагаются на стыке Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов, и существует неопределенность в понимании их принадлежности к тому или иному поясу (рис. 1). Для Ульбанского террейна нами получены первые палеомагнитные данные, на основе которых был сделан вывод о формировании его пород в приэкваториальной зоне и принадлежности к Сихотэ-Алинскому орогенному поясу [2]. Ниланский террейн рассматривается как фрагмент палеозойской аккреционной призмы на юге восточной части Монголо-Охотского орогенного пояса [1, 3]. Но при проведении геологического доизучения в масштабе 1:200 000 на территории Ниланского террейна в кремнистых и терригенных отложениях были найдены юрские радиолярии и было установлено, что фауна палеозойского возраста во многих случаях находится в известняках, слагающих глыбы в более молодых терригенных отложениях.

Нами были проведены полевые исследования ниланского аккреционного комплекса и получены новые данные по его строению и по петрогеохимии и палеомагнетизму вулканитов, залегающих среди триасовых и юрских отложений. В среднетриасовых ($T_2?$) толщах metabазальты в

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Положение Ниланского аккреционного террейна в зоне сочленения Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов.

1 – континентальные блоки; 2 – Сихотэ-Алинский орогенный пояс; 3, 4 – террейны Монголо-Охотского орогенного пояса: 3 – сложенные вулканогенно-кремнистыми и терригенными породами, 4 – сложенные преимущественно терригенными породами; 5 – район исследования.

Буквами обозначены террейны: БД – Баджалский, ГЛ – Галамский, ЛН – Ланский, НЛ – Ниланский, ТД – Тукурингра-Джагинский, УБ – Унья-Бомский, УЛ – Ульбанский

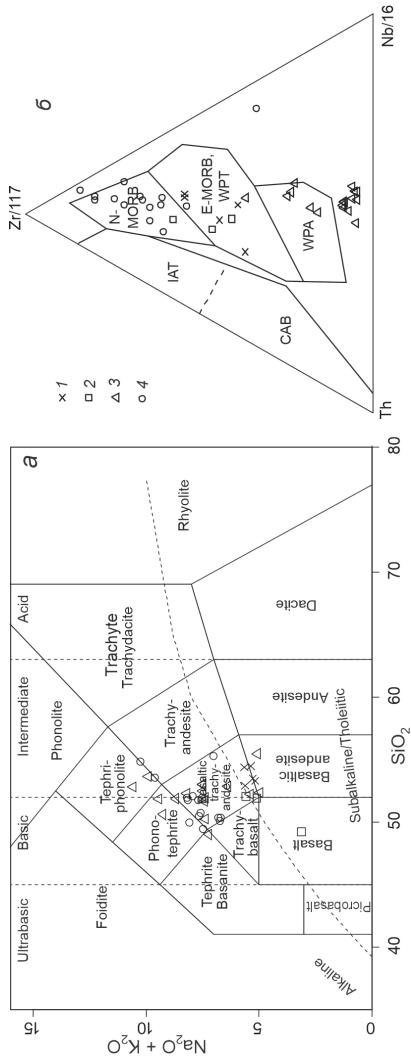
ассоциации с кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами залегают в виде пластов среди терригенных отложений. В среднеюрских отложениях (берендинская толща (J_2br)) вулканы преобладают (70–80%), слагают пласты мощностью от первых метров до 300 м, чередуются с кремнистыми породами, алевролитами, туфами основного состава, редко – маломощными прослоями песчаников. В средне-верхнеюрской крестовой толще ($J_{2-3}kr$), сложенной алевролитами, песчаниками, микститами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми, туфогенно-кремнистыми породами, вулканы представлены как потоками в стратифицированных разрезах, так и в обломочной части микститов. Вулканы потоков в стратифицированных разрезах и в обломочной части микститов имеют различия по геохимическим характеристикам.

Петрогеохимия вулканитов. Все исследуемые вулканиты относятся преимущественно к субщелочной серии, причем на TAS-диаграмме (рис. 2) фигуративные точки сосредоточены вдоль приграничных областей с известково-щелочной (триасовые и среднеюрские вулканиты) и щелочной (средне-позднеюрские вулканиты) сериями, характеризуются преобладанием натрия над калием. Вулканиты представлены базальтами, андезибазальтами трахиандезибазальтами, реже трахиандезитами с тефритовой тенденцией. Содержания K_2O в триасовых вулканитах низ-

Рис. 2. Петрохимические диаграммы.

а – классификационная сумма щелочей – кремнезем (TAS), б – дискриминантная Th–Zr/117–Nb/16.

Вулканы: 1 – T₂ возроста, 2 – J₂ br толщи; 3, 4 – J₂₋₃ кг толщи; 3 – из потоков в стратифицированных разрезах, 4 – из блоков микститов



кие, характерные для пород толеитовой серии, в юрских – нестабильны: от низких в базальтах, соответствующих толеитовой серии до высоких в трахиандезибазальтах, соответствующих шшонитовой серии. На треугольной диаграмме AFM триасовые вулканы соответствуют толеитовой серии с повышенными содержаниями железа, среднеюрские вулканы – магнезиальным толеитам, средне-позднеюрские – известково-щелочной серии. Породы характеризуются преимущественно повышенными содержаниями FeOт и MgO.

На дискриминантной диаграмме La/Yb–Th/Nb фигуративные точки триасовых и среднеюрских вулканитов располагаются в поле MORB, средне-позднеюрских вулканитов из потоков в стратифицированных разрезах – в поле океанических островов. На диаграммах с использованием элементов Th, Ta, Hf, Zr, Nb точки триасовых вулканитов локализируются в поле E-MORB, среднеюрских – в переходной области от N-MORB к E-MORB, средне-позднеюрских вулканитов из потоков – в поле внутриплитных базальтов OIB. На диаграмме Zr/4–2*Nb–Y триасовые и среднеюрские вулканы соответствуют базальтам N-MORB, средне-позднеюрские вулканы из потоков – OIB и реже – E-MORB. Фигуративные точки средне-позднеюрских вулканитов из блоков микститов на дискриминантной диаграмме La/Yb–Th/Nb преимущественно располагаются в поле MORB, диаграммах с использованием элементов Th, Ta, Hf, Zr, Nb и Zr/4–2Nb–Y – в поле N-MORB (рис. 2).

На спайдер-диаграммах нормированных по хондриту содержаний РЗЭ графики триасовых и среднеюрских вулканитов имеют выпуклую форму, похожую на график распределения для N-MORB, но с большими содержаниями в триасовых и близкими или даже меньшими – в среднеюрских вулканитах. Средне-позднеюрские вулканиты из потоков в стратифицированных разрезах характеризуются высокими содержаниями редких и редкоземельных элементов, хондрит-нормализованные распределения РЗЭ сходны с распределением РЗЭ для OIB, причем эталонное распределение занимает центральное положение в поле описываемых вулканитов. Распределение РЗЭ средне-позднеюрских вулканитов из блоков микститов соответствует распределению для базальтов N-MORB, а суммарные содержания РЗЭ соответствуют базальтам E-MORB. Геохимические типы источников, судя по соотношениям Th–Nb–Yb, соответствуют тренду эволюции мантийных магм и близки к источнику N-MORB. На мультиэлементных диаграммах в целом прослеживается та же тенденция, но графики имеют сложный характер с минимумами по Sr, Zr, Hf, Th и максимумами Ba, Nd, Sm и тяжелых редкоземельных элементов у триасовых вулканитов и максимумами Rb, K, Ta – у среднеюрских. На мультиэлементных диаграммах средне-позднеюрских вулканитов отчетливо проявлены Ta–Nb-максимумы, минимумы – по Sr, Zr, Hf, Yb. Мультиэлементные диаграммы редких элементов средне-позднеюрских вулканитов из блоков микститов имеют максимумы по Ba, Rb, минимумы по Th, Zr, Hf.

Геохимические типы источников вулканитов, судя по соотношениям Th–Nb–Yb, соответствуют тренду эволюции мантийных магм и близки источнику N-MORB для триасовых и среднеюрских вулканитов, а для средне-позднеюрских – источнику E-MORB до источников OIB различной степени обогащенности.

Все вулканиты имеют океаническое происхождение, формировались в геодинамических условиях срединно-океанических хребтов (T, J_2) и внутриплитных океанических островов ($J_{2,3}$) из плюмовых мантийных источников, в различной степени обогащенных. Причем наблюдается постепенное обогащение источника юрских вулканитов с омоложением их возраста: N-MORB (J_2 базальты) – E-MORB (микститы $J_{2,3}$) – OIB слабообогащенные ($J_{2,3}$) – OIB обогащенные ($J_{2,3}$, выше по разрезу). Наблюдается сходство спайдер-диаграмм триасовых базальтов и базальтов из блоков микститовой толщи $J_{2,3}$.

Палеомагнитные исследования. В результате проведения палеомагнитных исследований в изученных вулканитах выделена первичная до-складчатая характеристическая компонента намагниченности. Среднее направление намагниченности, полученное по юрским и триасовым (?) вулканитам, имеет координаты $Dg = 326.1^\circ$, $Ig = 65.7^\circ$, $Kg = 14$, $a95g = 25.5^\circ$ / $Ds = 343.9^\circ$, $Ig = -7.3^\circ$, $Ks = 58.2$, $a95g = 12.1^\circ$ и близко (в стратигра-

фической системе координат) среднему направлению, полученному по среднеюрским осадочным породам соседнего Ульбанского террейна [2]. Таким образом, формирование изученных вулканитов происходило в приэкваториальной зоне, а в послееюрское время они испытали дрейф более чем на 4000 км в северном направлении вдоль границы континент–океан до своего современного положения. Полученные данные не позволяют отнести Ниланский террейн (его часть) к системе Монголо-Охотского орогенного пояса.

Финансирование. Исследование поддержано Российско-Японской программой научного сотрудничества между РФФИ (грант №21-55-50001) и JSPS (грант №120214804). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение госзаданий ИТиГ ДВО РАН и ГИН РАН.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Песков А.Ю., Кудымов А.В. Зябров С.В., Каретников А.С., Архипов М.В., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Палеомагнетизм среднеюрских осадочных пород эльгонской свиты Ульбанского террейна // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40. № 3. С. 3–15.
3. Sorokin A.A., Zaika A.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Wenliang Xu C., Hao Yang. Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U – Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Res. 2020. V. 81. P. 58–78.

А.В. Волков¹, А.Л. Галямов¹, К.В. Лобанов¹

Влияние глубинного строения земной коры на металлогеническую специализацию складчатого обрамления Сибирской и Восточно-Европейской платформ

К настоящему времени накоплен огромный материал по глубинным сейсмическим исследованиям земной коры методами ГСЗ и МОВ-ОГТ. По результатам космической миссии GOCE в 2014 г. была составлена

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

новая гравитационная карта Земли, что позволило построить глобальные модели сейсмоповерхностей земной коры и реологическую модель верхней мантии. Это стимулировало развитие глобальных моделей глубинного строения земной коры и верхней мантии (GEMMA1.0, CRUST1.0), способствовавших пониманию металлогенической специализации крупных рудных районов и провинций.

Цель работы состоит в изучении пространственных соотношений полиметаллических руд и особенностей глубинного строения земной коры в обрамлении Сибирской и Восточно-Европейской платформ с использованием современных глобальных моделей земной коры и представлений о ее геодинамическом развитии.

Глобальная модель CRUST1.0 опирается на равномерную одноградусную сеть и объединяет данные о глубине Мохо, трехслойного осадочного чехла, трех слоев консолидированной коры [1]. Для определения степени достоверности модели CRUST1.0 была проведено ее сравнение с глубинами Мохо на трех произвольно выбранных профилях ГСЗ. Сравнение показало, что сходимость глобальной модели с профилями составляет 75–90%, на основании чего сделан вывод о возможности применения глобальной модели для качественного пространственного анализа.

По данным глубинной модели общая мощность земной коры на континентах колеблется от 16 км до 72 км, обычно – в интервале 22–57 км. Консолидированная кора, согласно модели, состоит из трех слоев. Верхний и средний слои континентальной коры сложены, главным образом, метаморфическими комплексами, гнейсами, гранитами и гранодиоритами. Нижняя «базальтовая» кора, как считается, сложена породами амфиболитовой фации, хотя не исключено, что нижняя кора может по составу относиться к андезитам и дацитам [2].

Сейсмологические и геолого-геофизические исследования показали, что нижний, средний и верхний слои коры невыдержанны по мощности. Отраженное в сейсмическом разрезе утолщение коры указывает только на увеличение ее плотности за счет разуплотнения верхней мантии. Локальные утолщения коры отчетливо распространены по всему миру, зоны часто имеют линейные очертания. Общая пространственная статистика показывает, что в пределах этих зон размещается более половины всех мировых месторождений и проявлений благородных, цветных, редких, черных и радиоактивных металлов.

Особенности строения земной коры в обрамлении Сибирской и Восточно-Европейской платформ по соотношению мощностей средней и нижней коры разделяется на три группы (рис.): 1) преобладание средней коры, 2) равными по толщине средняя и нижняя кора и 3) преобладанием нижней коры.



Рисунок. Соотношение мощностей нижнего и среднего слоев земной коры и размещение полиметаллических месторождений.

Типы месторождений: 1 – серебро-полиметаллический, 2 – колчеданно-полиметаллический в терригенных породах (SEDEX), 3 – свинцово-цинковый вулканогенно-карбонатный стратиформный (VMS), 4 – свинцово-цинковый стратиформный в карбонатных породах (MVT), 5 – свинцово-цинковый жильный, 6 – медно-колчеданный в вулканогенно-осадочных породах (VMS и VHMS), 7 – медно-никелевый платиноносный, 8 – олово-серебро-полиметаллический

К первой группе относятся обстановки Уральской складчатой области, в составе которой коллизионные блоки кратонных окраин и сутурные швы сложены островодужными и океаническими комплексами [3]. В полярной области кора отличается утолщением «метаморфического» и «гранитового» слоев, здесь известны стратиформные свинцово-цинковые месторождения (Саурейское, Лекын-Тальбейское, Талотинское, Брусничное, Хаара и др.).

Полоса повышенной мощности земной коры за счет утолщения ее среднего слоя (рисунок), расширяется на восток, под Тагило-Магнитогорскую мегазону [4], в комплексах которой распространены VMS тип колчеданных объектов (Еленовское, Исимбайское, Касаргинское, Пыжминск-Ключевское, Зеленодольское, Биргильдинское, Ягузакское, Сафьяновское, Султановское и др.), а также эпitherмальные серебро-полиметаллические месторождения (Николаевское, Осиновское, Западно-Карагайлинское и др.).

Со второй группой связаны обстановки Енисейского Кряжа с колчеданными VMS-проявлениями и колчеданно-полиметаллическими SEDEX-проявлениями, которые пространственно приурочены к утолщенным в равной степени блокам средней и нижней коры (рис.). Утолщение среднего слоя, скорее всего, связано с субдукцией и аккрецией островных дуг, расслоением призмы и подъемом фельзитового материала в среднюю кору [2]. Возможно, это также связано с переходом от режима пассивной окраины в режим активной [5], где в Исаковской островодужной зоне располагаются медно-колчеданные проявления (Исаковское, Верхне-Кутукасское, Хариузихинское и др.). Одновременно здесь формировались задуговые и окраинно-континентальные рифтогенные прогибы [5], в условиях утолщения нижней коры, с SEDEX месторождениями (Горевское, Меркурихинское, Морянихинское, Токминское, Линейное, Зыряновское). К этой группе также относятся области с медно-никелевыми месторождениями (Норильский район), связанными с внутриплитным мантийным магматизмом.

В третью группу входят обстановки Байкало-Патомской складчатой области, Верхоянского пояса и Таймырского региона (рисунок). В Ленской провинции отмечается приуроченность SEDEX руд к участкам с резко редуцированным по мощности средним «гранитным» слоем и участкам утолщенного нижнего «базальтового» слоя. В рифейский период синнырское рифтообразование сопровождалось внедрением ультрабазитов Йоко-Довыренского комплекса с Cu-Ni минерализацией [6]. В застойных задуговых бассейнах формировались колчеданно-полиметаллические месторождения (Холоднинское, Овгольское и др.).

В пределах Западно-Верхоянского сектора Верхоянского пояса известны серебро-полиметаллические (Мангазейское и др.) и жильные

золото-серебряные (Кысылтас) месторождения [7], размещающиеся над утолщенной нижней «базальтовой» корой (рис.). В обрамлении Сибирской платформы также известны стратиформные Pb-Zn руды (MVT тип и его аналоги) в карбонатных формациях, размещающиеся в составе Лено-Вилуйская нефтегазоносной провинции.

Геодинамическое развитие Таймырского региона схоже с аккреционно-коллизийным формированием Западно-Верхоянского сектора. Серебро-полиметаллические месторождения Таймыроозерского района представлены кварц-карбонатными жилами, штокверковыми зонами и брекчиями в среднекаменноугольно-пермских терригенных толщах и туфах позднепермского и раннетриасового возраста [8].

Зеленокаменные пояса Карело-Кольского региона связаны с островодужными, океаническими и окраинно-континентальными обстановками, в сопровождении субдукционных и коллизийно-аккреционных процессов на активной окраине [9]. Общая мощность земной коры здесь несколько увеличена и составляет около 50 км, и соотносится с утолщением (до 21 км) нижнего «базальтового» слоя (рис.). Пояса характеризуются рудными проявлениями различных рудноформационных типов [10]. Среди полиметаллических проявлений наиболее распространены: VMS типа в вулканогенных толщах (Нялмозеро, Хаутаваара, проявления Корбозеро, Суглампи, Эльмус и др.), свинцово-цинковые (Южное, Кориолан-Коланус, Случайное, Колос, Юго-Коски и др.). Также известны медно-молибден-порфировые (Лобаш-1), золото-сульфидные (Педролампи), медно-никелевые (Хюрсюля), а также жильные золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые (Центрально-Хаутаваарское) объекты.

Выводы

1. На территориях с преимущественным развитием нижнего «базитового» слоя земной коры (Байкальская, Таймырская, арх. Новая Земля, Западно-Верхоянская системы) наиболее часто встречаются осадочно-эксгальсионные полиметаллические и серебро-полиметаллические месторождения. SEDEX-руды, связанные с рифтогенными обстановками активной и пассивной континентальной окраины, с источниками флюидов нижнекорового и верхнемантийного уровня.

2. Колчеданные медные и свинцово-цинковые месторождения размещаются в надсубдукционных островодужных и аккреционных обстановках на коре с преимущественным развитием среднего слоя (Уральская система).

3. Стратиформные свинцово-цинковые руды MVT-типа тесно связаны с перикратонными глубокими осадочными нефтегазоносными бассейнами на шельфе и континентальном склоне (Приленский полиметаллический

пояс, Приуральский прогиб, Пайхой). При этом, их пространственная связь со стратификацией земной коры не наблюдается.

Литература

1. *Laske G., Masters G., Ma Z. Pasyanos, M.E.* Update on CRUST1.0-A 1-degree global model of Earth's crust // *Geophys. Res. Abstr.* 2013. 15. EGU2013-2658.

2. *Hacker B.R., Kelemen P.B., Behn M.D.* Continental lower crust // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 2015. V. 43. N 1. P. P. 167–205.

3. *Егоров А.С.* Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотрансверсов России). СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 200 с.

4. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

5. *Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Советов Ю.К.* Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозое: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // *Геология и геофизика.* 2009. Т. 50. № 4. С. 502–519.

6. *Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г. и др.* Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // *Геохимия.* 2013. № 11. С. 955–972.

7. *Парфенов Л.М., Кузьмин М.И.* Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

8. *Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Межубовский В.В., Трофимов В.Р. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-49 – Хатангский залив. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ. 2013. 275 с.

9. *Светов С.А.* Магматические системы зоны перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, 2005. 229 с.

10. *Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. и др.* Металлогения Карелии. Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, 1999. 340 с.

Первые результаты U-Pb датирования обломочного циркона из азамской свиты среднего карбона (Южный Урал, Предуральский краевой прогиб)

Данная работа посвящена изучению источников сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба. Наиболее достоверное определение источников возможно благодаря U-Pb датированию детритовых цирконов. Лучше всего для этого метода подходят образцы песчаников с карбонатным цементом. Подобных пород чрезвычайно много в позднепалеозойских комплексах изучаемой территории. Изучение детритовых цирконов позволяет подтвердить или опровергнуть выводы об источниках сноса, сделанные ранее при анализе распределения литотипов.

Первичные сведения об источниках сноса терригенного материала были получены при полевых исследованиях, а также при изучении шлифов. В песчаниках азамской свиты было выявлено огромное количество обломков кремнистых пород, которые преобладают над вулканическими – литокластами лав основного и среднего состава. Кремнистые породы слагают ордовикско-девонский разрез Маяктауского аллохтона, который, расположен в непосредственной близости от точки отбора пробы, а кроме того, по направлению к нему мощность свиты заметно увеличивается. Следовательно, можно предполагать комплексы Маяктауского аллохтона в качестве одного из источников сноса материала.

На данный момент проинтерпретирована проба из песчаников азамской свиты, рядом с посёлком Ургала. Определение изотопного возраста цирконов проводилось в изотопной лаборатории ГИН РАН методом лазерной абляции (аналитик А.С. Дубенский). Зёрна циркона сильно различаются по морфологии, что говорит о влиянии разных источников. Присутствуют как хорошо окатанные округлые зёрна, так и совсем неокатанные угловатые, иногда с четкими гранями. В некоторых зёрнах хорошо

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

² ООО НТПП «ГЕОПОИСК», Челябинск, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени Н.М. Федоровского, Москва, Россия

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия

видны ядро и каймы; другие полны включений, трещин, зон метамиктного распада. Размер кристаллов колеблется от 60 до 400 мкм.

Большинство полученных возрастов приходится на интервал с ордовика по девон, чуть меньше – на нижний и средний рифей. Единичные зерна имеют кембрийский, вендский и позднерифейский возраст, раннепротерозойские и архейские зёрна в выборке отсутствуют (рисунок).

Самый сложный интервал – с кембрия по девон, на него приходится большинство полученных возрастов (пик 410–430 млн лет). В пределах изученной территории, самые ближайшие к точке отбора, это магматические породы, в современной структуре входящие в состав Нязепетровского и Бардымского аллохтонов, а также Тагильской островной дугой. Кроме того, девонские гранитоиды есть в пределах Уфалейского антиклинория. Влияние девонской Магнитогорской палеоостровной дуги как источника цирконов маловероятно, потому что она находится намного южнее места отбора.

В разрезе около деревни Ургала внутри изученной конгломерато-песчаниковой толщи присутствуют маломощные прослои бирюзовых глин, в которых есть многочисленные окатанные фрагменты песчаного материала. Изучение состава глин показало, что на глинистые минералы приходится 30–35%, 32% составляет обломочный кварц, а оставшийся объем занимают вторично образованные минералы – цеолиты, доломит и гипс (9%), а также минералы магматических пород – два полевых шпата и роговая обманка. Их наличие может рассматриваться как признак вулканического происхождения первичных пород. Глины имеют, скорее

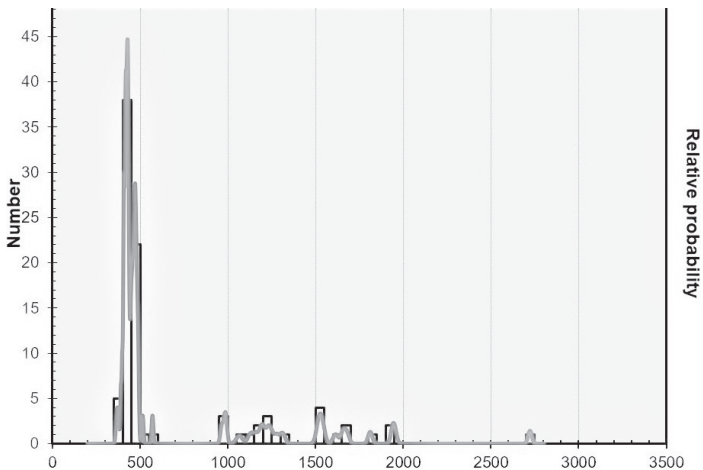


Рисунок. Распределение возрастов детритовых цирконов из песчаников азымской свиты среднего карбона (гистограмма плотности распределения)

всего, туфогенное происхождение и сформировались при преобразовании вулканического материала. Таким образом, если в последующих пробах будут обнаружены цирконы, возраст которых совпадает с временем формирования азамской свиты (средний карбон), то их появление можно связать со среднекаменноугольным этапом вулканизма, во время которого сформировались те самые маломощные туфовые прослои.

Наибольшее количество докембрийских датировок приходится на средний рифей. В среднем рифее источником цирконов могла быть машакская свита, возраст которой 1350–1346 млн лет [3], однако, зёрен с возрастом машакской свиты в пробе нет.

В интервале раннего рифея имеется относительно большое количество зёрен с возрастом 1650–1500 млн лет, что отлично коррелируется с возрастом айской свиты. Однако среди цирконов практически всех рифейских свит, включая айскую, пик приходится на 2050 млн лет [2] (возраст мигматизации в Тараташском блоке [4]), а в изученной пробе цирконов с возрастом 2050 млн лет и более древних нет. Это означает, что Тараташский выступ и рифейские свиты в его обрамлении в это время не размывались, то есть были перекрыты, хотя в начале исследований, до получения результатов U-Pb датирования, Тараташский блок предполагался нами в качестве главного источника сноса.

Вероятнее всего, в начале формирования Юрюзано-Сылвенской впадины размывались породы ашинской серии венда, поскольку в пробе довольно большое количество среднерифейских датировок, что характерно для пород ашинской серии [1].

Мы благодарны Р.В. Веселовскому, Н.Б. Кузнецову, Т.В. Романюк, А.В. Страшко, А.В. Чистяковой, А.В. Сомсиковой за помощь на разных этапах подготовки проб и интерпретации результатов анализа.

Исследования выполнены в рамках проекта РФФИ № 19-55-26009 Чехия «Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента».

Изучение шлифов выполнено с использованием микроскопа Olympus BX53P, приобретённого по программе развития МГУ.

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.

2. Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.

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

4. Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Тевелев Арк.В., Шкурский Б.Б. Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестник Моск. Ун-та. Геология. 2017. № 4. С. 15–19.

И.А. Гаинцев¹, А.А. Борисенко², А.В. Тевелев^{1,3}.

Состав, строение и условия формирования ярлыкаповской свиты Западно-Магнитогорского палеовулканического пояса

В данном исследовании рассматривается расположение, характер залегания, состав и генезис марганцевого оруденения в толще ярлыкаповской свиты среднего девона. Основной целью работы является определение структурного положения и геодинамических обстановок формирования. Описанные ниже рудопроявления, как объекты на марганец, были открыты в начале XX века. Первую информацию о строении залежей получили в те же годы. В настоящий момент эти объекты не разрабатываются [6].

Исследуемые объекты – группы рудопроявлений марганца Губайдуллинское (Южное и Северное) и Мамилинское (собственно Мамилинское, Ишбердинское, Хусаиновское) – располагаются в Западно-Магнитогорском палеовулканическом поясе. Они приурочены к среднедевонским сургучно-красным и серовато-желтовато-зеленоватым яшмам и туфопесчаникам ярлыкаповской свиты. Данная свита является фациальным аналогом карамалыташской свиты, которая сложена преимущественно вулканогенными породами. Возраст ярлыкаповской свиты определяется как эйфельский, что доказано многочисленными находками конодонтовых комплексов, соответствующих концу зоны *costatus*, зонам *australis* и *kockelianus* [1].

Ярлыкаповская свита мощностью до 100 м распространена в виде узких, протяженных полос и останцов, протянувшихся вдоль хребта Ирэн-

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

² Всероссийский институт минерального сырья им. Н.Ф. Федоровского, Москва, Россия

³ ООО НТПП «ГЕОПОИСК», Челябинск, Россия

дык. В ней было выявлено большое количество мелких рудопроявлений и крупных залежей марганцевых руд. Для некоторых из них были составлены модели строения и определены условия формирования [2, 3]. Предлагаемые ниже модели отличаются от моделей, описанных для других объектов, поскольку Мамилинское и Губайдуллинское проявления имеют специфическую фациальную и структурную характеристику.

Рудопроявления Мамилинской группы расположены на восточном склоне Ирндыкского хребта, сложенном преимущественно вулканогенно-осадочными породами ирндыкской свиты, которая переходит в ярлыкаповскую постепенно, что выражается в смене снизу–вверх туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов яшмоидами и яшмами, которые ближе к подошве имеют зеленовато-желтовато-серые окраски, далее сменяющиеся на сургучно-красные, к которым и приурочены прослои и линзы марганцевых руд. В кровельной части свиты снова появляются желтовато-серые яшмы. Яшмы имеют различную степень окварцованности, в околорудной зоне предположительно выделяются джаспероиды.

Рудопроявление Губайдуллино, находится на западном склоне Ирндыкского хребта. Ярлыкаповская свита здесь почти целиком сложена сургучно-красными и желтовато-зеленовато-серыми яшмами, а также туффитами и их переслаиванием. Рудная зона представлена сильноокварцованными сургучно-красными яшмами и джесперитоидами с прослоями и линзами марганцевых руд. Установленные фациальные различия различаются по характеру магнитного поля, так, например, рудным зонам соответствуют резкие градиенты поля.

Проведенные исследования показали, что на обоих объектах ассоциация пород ярлыкаповской свиты претерпела единый главный этап деформации, в ходе которого яшмы испытали различные по типу и интенсивности дислокации, поэтому полученные нами структурные данные мы рассматриваем далее не по возрасту структурно-вещественных комплексов, а по участкам.

В структурном плане группа Мамилинских рудопроявлений в общем случае приурочена к моноклинали, осложненной складчато-надвиговыми мезоструктурами север–северо-восточного простирания и западной вергентности и протягивающуюся вдоль Ирндыкского хребта на расстояние около 18 км. Видимая ширина зоны составляет от 1 до 4 км. Предполагается, что с востока ярлыкаповская свита ограничена надвигом западной вергентности, по которому на нее надвинута позднедевонская улутауская свита, сложенная переслаивающимися туфопсамитами. Углы падения поверхности сместителя этого надвига варьируют от 20–30° до 40–50°.

Складки в яшмоидах ярлыкаповской свиты отчетливо делятся на два типа: малоамплитудные складки оползания, развитые в центральной части толщи, и крупноамплитудные, отчетливо тектонические принадвиговые

складки с размахом крыльев до первых сотен метров, контролирующие современный рельеф проявлений. Последние характеризуются отчетливой асимметрией и западной вергентностью. Преобладают падения 30–40° на северо-восточном склоне, который бронируется яшмами, и 60–80° на юго-западном крыле, практически редуцированном. В парагенезе со складками развиты кливаж меридионального простирания и крутого восточного падения, зоны рассланцевания.

Губайдуллинское рудопроявление представляет собой синформу, осложненную серией мелких складок. Среди них встречаются как сильно сжатые, часто опрокинутые, практически изоклинальные структуры с размахом крыльев от первых метров до десятков метров, как правило, маркирующие зоны надвигов, так и более открытые асимметричные складки западной вергентности. Шарниры складок ундулируют на север. Породы также интенсивно рассланцованы, а на западных крыльях складок – будинированы, окварцованы. Зоны рассланцевания местами сопровождаются многочисленными кварцевыми штокверкоподобными прожилками и жилами, как правило, ориентированными либо конформно кливажным зонам (субмеридионально), либо кулисообразно под правый сдвиг.

Структурная картина проявлений отчетливо читается и по данным электроразведки (метод ВП-СГ). Для Губайдуллинского проявления по изменению рисунка изоаномал поля кажущегося сопротивления четко читаются несколько субмеридионально вытянутых складчатых зон шириной 30–50 м каждая, дополнительно осложненных мелкими складками северо-восточного простирания. Для Мамилинского проявления картина более спокойная: изоаномалы вытянуты в единую субмеридиональную зону, практически не осложненную складками второго порядка.

Геохимические данные позволяют судить о некоторых процессах, формировавших данные породы. Графики РЗЭ, нормированные на континентальную кору, характеризуются деплетированием легкими редкими землями, минимумами Eu, а также минимумами и, реже, максимумами Се для некоторых пород. Сочетание дефицита легких лантаноидов и минимумов Eu и Се является индикатором обогащенных гидротермальным веществом металлоносных отложений, характерных для вулканически активных областей океанов. Положительные аномалии Се могут указывать на формирование гидrogenных корок и конкреций вдали от гидротермальных построек, в окислительных обстановках в условиях открытого океана. Отсутствие Се аномалии обычно говорит о диагенетическом происхождении осадка [3, 7].

Таким образом, для пород обоих районов характерны графики РЗЭ, указывающие на гидротермальное происхождение пород. Для Губайдуллинского рудопроявления характерно присутствие гидrogenных корок и конкреций, образование которых скорее происходило на удалении от

центров гидротерм, а для Мамилинского рудопроявления предполагается диагенетический тип происхождения осадка.

По полученным данным предлагается следующая модель формирования кремнистых толщ и связанного с ними марганцевого оруденения. Эти объекты представляют собой участки разгрузки активных вулканических областей океана, к которым приурочены и гидротермальные источники [2]. Скорее всего, вулканы располагались восточнее (в современных координатах) описанных рудопроявлений, и сейчас находятся под аллохтоном, сложенным улутауской свитой. Признаком того, что источник располагался восточнее, могут являться несколько большие запасы марганцевых руд на Мамилинском рудопроявлении, чем на Губайдуллинском [6], а также геохимические данные. Не исключено также, источники рудного вещества располагались севернее, а разнос осуществлялся подводными течениями.

Структурные отличия в строении рудопроявлений, вероятно, связаны с различиями в их положении в пределах надвигового пакета, частями которого они являются. Так Губайдуллинское рудопроявление приурочено к фронтальной части Западно-Ирендыкского надвига, с чем и связано складчатое строение этого рудопроявления, а Мамилинское рудопроявление находится в тыловой части надвига, в результате чего имеет более простое строение [5]. Формирование яшм происходило в обстановке достаточно зрелой островной дуги с прерывистой цепочкой вулканических построек, а деформировались они уже в позднем палеозое, во время уральской коллизии.

Исследование подготовлено при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-55-26009 Чехия_а «Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента».

Литература

1. *Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. 156 с.
2. *Брусницын А.И.* Минералогия марганцевоносных метаосадков Южного Урала / А. И. Брусницын. СПб.: СПб. гос. ун-т, 2013. 160 с.
3. *Брусницын А.И., Летников Е.Ф., Жуков И.Г.* Геохимия марганцевоносных отложений палеовулканогенных комплексов Южного Урала // Литосфера. 2019. Т. 19. № 4. С. 558–579.
4. *Гричук Д.В.* Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.
5. *Монтин С.А., Левина Н.Б., Батрак И.Е. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 0 Издание второе. Серия

Южно-Уральская. Лист N-40-XXIX Сибай. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 218 с.

6. Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Брусницын А.И. и др. Полезные ископаемые республики Башкортостан (марганцевые руды). Уфа: изд-во «Экология», 2002. 242 с.

7. Интерпретация геохимических данных: учеб. пособие / Под ред. Склярова Е.В. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

А.В. Ганелин¹, М.В. Лучицкая¹, М.В. Маскаев¹

Геодинамические условия формирования вулканизма Дарпирской зоны Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (УЯВП) (Северо-Восток Азии)

Уяндино-Ясачненский вулcano-плутонический пояс (УЯВП) относится к мезозойским структурам Верхояно-Колымской складчатой системы. Его образования перекрывают коллизионный пояс Черского, протягиваясь на расстояние около 900 км с юго-востока (от верховьев р. Колыма) на северо-запад (к верховьям рр. Селенях и Уяндина) и имеют ширину выходов более 100 км (рисунок). Согласно существующим представлениям отложения УЯВП были сформированы в результате развития позднеюрской зоны субдукции в бассейне, располагавшемся к востоку от Верхоянской окраины и отделявшем структуры Сибири от Колымо-Омолонского супертеррейна [1–3]. Несмотря на многочисленные исследования геодинамическая природа УЯВП до конца не ясна. Большинство авторов, констатируя надсубдукционный характер вулканизма, расходятся во мнениях относительно конкретных геодинамических условий формирования комплексов УЯВП. Некоторые исследователи рассматривают комплексы пояса как позднеюрские рифтогенные образования [4]. Не исключается возможность формирования отдельных сегментов пояса в различных геодинамических обстановках [2]. Является дискуссионным вопрос о вергентности зоны субдукции и позиции преддугового и задугового бассейнов. По мнению одних исследователей субдукция была направлена на запад в сторону Сибири [1, 2]. В этом случае в качестве тылового бассейна рассматриваются юрские флишевые отложения Инъяли-Дебинского прогиба,

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

расположенного к западу от УЯВП, а в качестве преддугового бассейна волжские отложения Илинъ-Тасского антиклинория, расположенного к востоку от УЯВП [1, 2]. По мнению других исследователей, направление субдукции было северо-восточным под структуры Колымо-Омолонского супертеррейна. В этом случае отложения Иньяли-Дебинского прогиба рассматриваются в качестве преддугового бассейна, а Илинъ-Тасского в качестве тылового [3].

УЯВП сложен преимущественно верхнеюрскими вулканогенно-осадочными образованиями, для которых характерна сильная фациальная изменчивость. Вкрест простираения с северо-востока на юго-запад, в строении пояса выделены две зоны Илинъ-Тасская и Дарпирская [1, 2]. В Илинъ-Тасской зоне преобладают базальтоиды, в Дарпирской – вулканиты кислого состава. Согласно биостратиграфическим данным, возраст пород пояса характеризуется широкими вариациями в пределах поздней юры, при этом наблюдается омоложение возраста вкрест простираения от Илинътасской к Дарпирской зоне [2]. В последнее время стали появляться современные U-Pb геохронологические данные [6, 7]. Вещественный состав пород наиболее полно охарактеризован только для северного сегмента пояса [5]. Нами получены новые геохимические, изотопные и геохронологические данные для вулканитов индигирского разреза Дарпирской зоны УЯВП.

В бассейне среднего течения р. Индигирка УЯВП представлен вулканогенно-осадочными толщами преимущественно кислого состава. Фрагменты разреза вскрываются в береговых обрывах р. Индигирка на протяжении 50 км вверх по течению от устья р. Уструктах до устья р. Сары-Кыллах. В разрезе выделено две толщи, возраст которых по данным геолого-съёмочных работ определен по комплексам бухий как оксфорд-кимеридж и киммеридж-волга. Нижняя толща согласно перекрывает карбонатно-терригенные отложения келловейского яруса мощностью 700 м. В ее основании залегают андезиты, сменяющиеся чередованием пачек дацитов и риолитов (мощность от 40 до 200 м) с пачками и горизонтами кислых туфов и лавобрекчий, среди которых присутствуют прослои терригенных пород. Максимальная мощность толщи в районе – 900 м. Верхняя толща согласно перекрывает нижнюю толщу и сложена дацитами и риолитами (мощность пачек 60–120 м) с маломощными терригенными прослоями в нижней части. Видимая мощность около 1000 м.

Датирование вулканитов U-Th-Pb SIMS методом по циркону показало, что возраст пород разреза, ранее соответствующий оксфорду-титону, является более молодым: 150 ± 2 – 152 ± 2 млн лет, т.е. титонский. Для андезибазальтов основания разреза характерны дефицит Ta-Nb, а также соотношение ряда рассеянных элементов, свидетельствующие о надсубдукционной природе расплавов. При этом наблюдаются повышенные со-

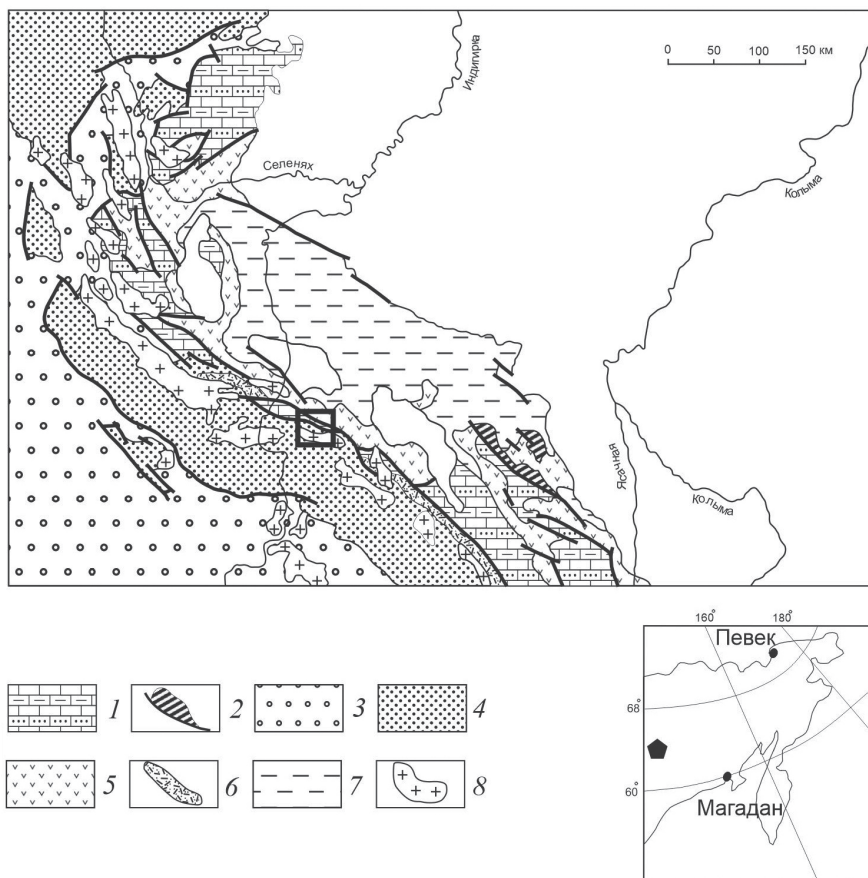


Рис. 1. Геологическая схема Уяндино-Ясаченского вулканического пояса (УЯВП) по [1].

1, 2 – комплексы основания УЯВП: 1 – палеозойско-раннемезозойские карбонатно-терригенные комплексы, 2 – палеозойско-раннемезозойские терригенно-вулканогенные комплексы; 3 – пермско-триасовые терригенные комплексы; 4 – средне-позднеюрские терригенные отложения Иньяли-Дебинского синклиория; 5, 6 – позднеюрские терригенно-вулканогенные отложения УЯВП; 7 – позднеюрские туфотерригенные отложения (бастахская серия); 8 – меловые гранитоиды

держания титана, характерные для расплавов типа N-MORB. Важной особенностью андезитобазальтов являются высокие отношения индикаторных элементов (Th/Nb_{pm} , La/Nb_{pm} , $La/Sm_{pm} > 1$) и очень низкие значения $\epsilon_{Nd} = (-8)$ – что может свидетельствовать о контаминации мантийных источни-

ков континентальной корой. Перекрывающие андезиты кислые вулканиты на дискриминантных диаграммах соответствуют постколлизийным гранитоидам. Спектры распределения рассеянных элементов в этих породах имеют островодужный характер. В них также наблюдаются значительные вариации величины ϵ_{Nd} от -2.4 до -6.5 и модельных возрастов.

Особенности состава вулканитов Индигирского разреза могут объясняться тем, что породы формировались на гетерогенном основании, возникшем в результате коллизии окраины Сибири и Колымо-Омолонского микроконтинента (155 млн лет). Расплавы с субдукционными характеристиками могли возникнуть в результате флюидного обогащения мантийного клина в процессе предшествующей субдукции. После ее прекращения область обогащенной мантии стала доступна для поступления свежего астеносферного материала с характеристиками N-MORB, что объясняет обогащенность титаном. Геологические данные также свидетельствуют о возможности формирования индигирского разреза на постколлизийном этапе развития территории. Для Дарпирской зоны, к которой относится индигирский разрез, этот факт подтверждается слабыми деформациями образований УЯВП [1].

Литература

1. Гедько М.А. Уяндино-Ясачненская позднерурская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. 1988. № 3. С. 88–100.
2. Дылевский Е.Ф. Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1994. № 4. С. 52–62.
3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 4–41.
4. Сурнин А.А. Позднерурские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива. Новосибирск: Наука, 1990. 160 с.
5. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Магматические ассоциации Уяндино-Ясачненского вулcano-плутонического пояса и его геодинамическая природа // Отечественная геология. 2004. № 5. С. 53–56.
6. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., et al. Episodicity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth Science Review. 2020. V. 208. 103272.
7. Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L. et al. Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny. Novosibirsk: Publ. House SB RAS, 2007. P. 51–54.

Складчатые парагенезы суванякского комплекса и его обрамления, соотношение структур зоны Уралтау, Зилаирского синклинория и Сакмарского аллохтона (Южный Урал)

Суванякский метаморфический комплекс, слагает преимущественно западное крыло зоны (антиформы) Уралтау, а в северной части формирует зону целиком. От максютовского метаморфического комплекса, образующего центральную и восточную часть антиформы Уралтау, область распространения суванякского комплекса отделена Янтышевско-Юлукским разломом, а с запада граничит с образованиями Зилаирского синклинория и Сакмарской зоны (аллохтона). Зона распространения суванякского метаморфического комплекса может быть условно разделена на северную (севернее широты г. Белорецка), центральную – до 52° северной широты и южную часть, простирающуюся вплоть до замыкания антиформы Уралтау.

Противоречивыми являются данные о возрасте суванякского комплекса, ранее относившегося к позднему докембрию. Находки палеозойской фауны в центральной части зоны его распространения [4] позволили отнести большую его часть к палеозою, в то же время севернее широты г. Белорецка, образования комплекса прорваны гранитоидами Бурангуловского и Мазаринского массивов с возрастом 720 млн лет [2, 4], что определяет поздний рифей в качестве верхнего возрастного предела комплекса в этой части его зоны развития.

Несмотря на хорошую обнаженность, южная часть зоны распространения суванякского комплекса изучена недостаточно, что затрудняет корреляцию выделяемых здесь подразделений с общепринятыми подразделениями комплекса, установленными в центральной и северной части области его развития. В разное время породы, развитые здесь, относились к нескольким разновозрастным стратиграфическим подразделениям раннего палеозоя и позднего докембрия. Завершающие деформации суванякского комплекса датируются поздним палеозоем [4].

По данным [1] Янтышевско-Юлукский разлом, разделяющий максютовский и суванякский комплексы, является деформированным шарьяжем, по которому суванякские породы были надвинуты через образования максютовского комплекса в западном направлении.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Что же касается геодинамического происхождения суванякского комплекса, то оно до сих пор дискуссионно, так одни исследователи считают его частью палеозойской окраины палеоконтинента Балтика [4], в то время как другие, исходя из результатов изучения детритового циркона из суванякского комплекса, аргументируют его чужеродность Балтике и родственный кадомско-авалонским Пери-Гондванским террейнам [3].

Для установления характера деформаций суванякского метаморфического комплекса и его обрамления были проведены структурно-геологические исследования в районе среднего течения р. Сакмара ниже дер. Янтышево.

В начале широтного отрезка р. Сакмара напротив с. Янтышево, в скальных обнажениях правого борта долины наблюдаются породы максютовского метаморфического комплекса, представленные слюдястыми и графитовыми кварцитами. Структура комплекса определяется развитием зигзагообразных асимметричных складок Z складок, опрокинутых на северо-восток.

В слабообнаженной седловине напротив санатория Сакмара, породы максютовского комплекса сменяются образованиями зоны Янтышевско-Юлукского разлома, представленными блоками рассланцованных метагабброидов и метабазитов. Для блоков в зоне разлома характерны западно-западные падения сланцеватости под углом 40° .

За седловиной в обрывах правого борта р. Сакмара вскрыты интенсивно дислоцированные филлиты (преобладают) и кварциты, относящиеся к суванякскому комплексу, находящиеся в зоне динамического влияния Янтышевско-Юлукского разлома [1]. Для пород характерно развитие сильно сжатых S-образных изоклиальных зигзагообразных асимметричных складок с параллельными верхними и нижними крыльями. Все складки являются погружающимися, т.е. верхние крылья структур смещаются относительно нижних в направлении общего падения толщи.

В 2.5 км ниже по течению после расширения долины реки разрез суванякского комплекса представлен чередованием малослюдястых кварцитов (преобладают) и филлитов. Толща интенсивно дислоцирована, падения варьируют от юго-западных до запад-северо-западных. Складки здесь представлены тремя генерациями структур. Наиболее ранними здесь являются погружающиеся (т.е. в которых верхнее крыло смещается вниз по падению относительно нижнего) асимметричные S- и Z-складки F_1 , аналогичные описанным выше, представленные лишь обрывками структур. Складки F_1 разделены послынными зонами милонитизации и катаклаза в которых развиты опрокинутые на северо-восток складки F_2 . Размах крыльев складчатых структур, наблюдаемых на этом участке не превышает 0.5 м. В толще развиты более поздние сдвиговые левосторонние складки F_3 с крутопадающими шарнирами, погружающимися в северо-западном и северном

направлении. К западу от описанного участка происходит резкая смена литологического состава суванякского комплекса. Кварциты сменяются толщей песчаников и кварцито-песчаников с прослоями серицит-хлорит кварцевых сланцев. Контакт двух толщ тектонический и представляет собой зону дробления, катаклаза и разлинзования, круто ($50\text{--}60^\circ$) падающую в юго-западном направлении. В области тектонического контакта развиты кварцевые жилы, смятые в сжатые зигзагообразные складки, опрокинутые на северо-восток, что позволяет считать контакт двух толщ крутопадающим взбросом северо-восточной вергентности.

В целом эти складки уверенно сопоставляются со складками второй генерации F_2 , выделенными на предыдущем участке.

Далее к западу вниз по течению вплоть до деревни Акназарово в береговых обрывах реки Сакмара наблюдаются породы суванякского комплекса, смятые в систему сжатых, близких к изоклинальным зигзагообразным складкам северо-восточной вергентности. По всей видимости эти складчатые структуры также относятся к второй генерации F_2 . Складки первой и третьей генерации на этом участке отмечены не были.

В 1 км к востоку от деревни Акназарово наблюдается смена сильно рассланцованных филлитов и кварцито-песчаников суванякского комплекса, смятых в узкие изоклинальные складки северо-восточной вергентности, расположенных на западной границе антиформы Уралтау и сложенных полимиктовыми песчаниками и алевролитами зилаирской свиты позднедевонско – раннекаменноугольного возраста, моноклинально погружающиеся на юго-запад, приуроченных к восточной границе Зилаирского синклинория. Непосредственный контакт не вскрыт, но очевидно, что он является тектоническим, взбросо-надвигового типа.

К западу от тектонического контакта, по которому образования Зилаирского синклинория надвинуты на образования антиформы Уралтау, песчаники и алевролиты зилаирской свиты смяты в сжатые складки, опрокинутые на восток. Таким образом, в районе границы Зилаирского синклинория и антиформы Уралтау, развиты лишь складки восточной вергентности, уверенно сопоставляемые со складками F_2 , установленными в суванякском комплексе выше по течению реки Сакмара.

На западе исследованного района у слияния рек Сакмара и Зилаир возле дер. Акьюлово наблюдается контакт алевролитов, песчаников и гравелитов с редкими прослоями кремней, относящихся к зилаирской свите, слагающей восточный борт Зилаирского синклинория, с кремнями и кремнеобломочными породами айтпайской свиты среднего девона, развитыми на восточном фланге Сакмарской зоны. В породах зилаирской свиты развит интенсивный кливаж, часто маскирующий слоистость. Близ контакта породы айтпайской свиты погружаются в юго-западном, реже северо-западном направлении. Породы поддроблены, но кливаж в них развит сла-

бо. Структурно выше залегают интенсивно кливажированные песчаники и алевролиты, относимые к зилаирской свите, смятые в асимметричные складки западной вергентности. Учитывая сильную дислоцированность, пород можно предположить, что контакт двух свит представляет собой надвиг западной вергентности.

В целом резко преобладают крупные складки, на восточных крыльях которых уже появляются мелкие складки северо-восточной вергентности. Далее к востоку складки северо-восточной вергентности резко доминируют и определяют структуру данного участка.

В 500 метрах к западу от слияния рек Зилаир и Сакмара, у восточной окраины дер. Акьюлово характер контакта образований Зилаирского синклинория и Сакмарского аллохтона резко меняется. Здесь отложения айтпайской свиты и залегающие структурно выше песчаники кидрясовской свиты нижнего ордовика, смятые в пологие складки восточной вергентности, надвинуты на породы зилаирской свиты. К западу от дер. Акьюлово на песчаники кидрясовской свиты надвинуты с запада на восток черные кремни сакмарской свиты позднесилурийско-раннедевонского возраста, смятые в зигзагообразные складки, опрокинутые в юго-восточном и, реже, в северо-восточном направлении.

Итак, на западной оконечности района выделяются складки двух генераций: западной и восточной вергентности. Несмотря на разницу в морфологии, эти структуры могут быть сопоставлены со складками F_1 и F_2 , выделенными на востоке района.

Таким образом, в изученном районе выделяются складки трех генераций, относящихся к трем этапам деформации, очевидно связанным с позднепалеозойской уральской континентальной коллизией. Первый этап D_1 , маркируемый погружающимися на юго-запад складками и складками западной вергентности F_1 , вероятно, отвечает перемещению Сакмарского аллохтона в западном направлении. Этап D_2 и связанные с ним складки восточной и северо-восточной вергентности F_2 знаменуют собой процессы ретрошарьирования и, возможно, формирования антиформы Уралтау. Формирование складок с крутопадающими шарнирами F_3 связано с постколлизийными сдвиговыми движениями этапа деформации D_3 . Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00383.

Литература

1. *Голшонко Б.Г.* Строение и развитие южной части зоны распространения Суванякского метаморфического комплекса (Южный Урал) и его структурные парагенезы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93, Вып. 4. С. 3–9.
2. *Кузнецов Н.Б.* Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления

Восточно-Европейской платформы. Автореф. дис. ... док-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2009. 45 с.

3. Кузнецов Н.Б., Романюк Т. В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 30–40.

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

Б.И. Гонгальский¹

Тектоно-магматические факторы формирования месторождений Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье)

Совмещенные в пространстве суперкрупных концентраций меди в месторождениях, локализованных в осадочных и магматических породах, являются уникальными для мировой практики [1, 3]. Магматические месторождения расслоенных ультрамафит-мафитовых плутонов приурочены к древним кратонам, в то время как проявления медной минерализации локализованы в разновозрастных краевых прогибах по периферии кратонов. Палеопротерозойские вулканогенно-осадочные прогибы (Кодаро-Удоканский, Аkitканский и др.) расположены между блоками архейских метаморфических пород с позднеархейскими зеленокаменными поясами. Эти отложения интродуцированы ультрамафит-мафитовыми и гранитоидными магмами (чинейский и кодарский комплексы) [3]. С триадой многокилометровых отложений удоканского комплекса, гранитоидами кодарского и габброидами чинейского комплекса ассоциируют месторождения мирового класса: Удокан (26.7 млн т Cu; серебро), Чиней (около 15 млн т Cu; ванадий), Катугин (редкие металлы). Возрастные датировки для Чинейского и Луктурского массивов (1811–1880 млн лет, [1]) согласуются со временем формирования Каларо-Нимнырского роя даек на юго-востоке кратона (1865 млн лет), который рядом исследователей [2, 5] рассматривается в качестве одноименной крупной изверженной провинции. Близкие по возрасту (1880–1870 млн лет) дайковые рои и силлы отмечаются также в Северной Канаде на Слейв кратоне [5]. Палеомагнитные реконструкции

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

допускают близкое пространственное расположение юга Сибири и севера Лаврентии в позднем палеопротерозое [4]. Это позволяет предположить, что Малозаодойская интрузия, Каларо-Нимнырский рой даек, массивы чинейского комплекса и дайковые рои Слейв кратона представляют собой фрагменты единой крупной изверженной провинции.

Ассоциации осадочные породы – массивы гранитоидов и габброидов проявлены и в последующей истории: в позднем протерозое – раннем палеозое (Верхне-Каларская впадина, доросский комплекс габброидов), позднем палеозое – мезозое (ингамакитский комплекс гранитоидов, впадины «забайкальского типа», впадины с неоген-четвертичными отложениями и базальты Удоканского лавового плато.

Накопленная за последние годы информация позволяет провести реконструкцию рудообразующих систем на примере месторождений Северного Забайкалья и Прибайкалья. Формирование Чинейского массива происходило при поступлении расплавов по двум каналам, сформировавшим железотитан-ванадиевые месторождения Магнитное и Этырко. Повышение концентраций летучих, рудных, редких элементов в остаточных расплавах приводило к формированию сульфидных руд в ранее закристаллизованных магматических (штокверки) или вмещающих осадочных породах (месторождения Удокан, Ункур, Правоингамакитское, Красное и др.). Большой интервал функционирования сообщающихся магматических камер, внедрения первичных и фракционированных расплавов приводили к формированию совмещенных в пространстве разноформационных месторождений. Помимо сульфидных руд в рассмотренных выше месторождениях Кодаро-Удоканского рудного района нередко присутствуют минералы редких земель, тория и урана. Урановая минерализация ассоциирует с альбитизированными магнетитовыми и медистыми песчаниками, альбититами в тектонических зонах. В альбитизированных осадочных породах установлена уран-палладий-редкометалльная минерализация. Развитие уранового оруденения в породах Чинейского массива приурочено к субпластовым зонам пропилитизации в породах титаномагнетит-габбровой серии Чинейского массива, приуроченных к контрастным пироксен-титаномагнетитовым рудным телам Fe-Ti-V месторождения Этырко. Моделирование распределения плотностей под Удоканским и Чинейскими месторождениями указывает на высокоплотную аномалию, соответствующую в верхней части Майлаускому плутону ультрамафит-мафитовых пород.

Исследования проведены в рамках НИР ИГЕМ РАН.

Литература

1. Гонгальский Б.И. Месторождения уникальной металлогенической провинции Северного Забайкалья. М.: ВИМС, 2015. 248 с.

2. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1043–1057.

3. *Gongalsky B., Krivolutskaya N.* World-class mineral deposits of Northeastern Transbaikalia, Siberia, Russia. Springer, 2019. 321 p.

4. *Didenko A.N., Vodovozov V.Y., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Don-skaya T.V., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M., Bibikova E.V., Kirnozova T.I.* Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implications for pre-Neoproterozoic tectonics // Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution / Eds. S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 2009. V. 323. P. 145–163.

5. *Ernst R.E., Söderlund U., Hamilton M.A., Chamberlain K., Bleeker W., Okrugin A.V., LeCheminant A.N., Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Metelkin D., Buchan K.L., Gladkochub D.P., Didenko A.N., Hanes J.A.* Long-term reconstruction of southern Siberia and northern Laurentia (Slave-Rae craton) margins, based on multiple LIP barcode matches over the interval 1.9-0.7 Ga // GAC-MAC annual meeting, Fredericton, New Brunswick, 2014. P. 87-89.

Г.М. Горкин¹

Закономерности распространения майкопских олистостромовых комплексов в Восточном Предкавказье

В данном исследовании предпринята попытка изучения геологического строения Восточного Предкавказья, а именно майкопской части разреза. История изучения данного региона уже насчитывает не одно десятилетие, но постоянно развивающиеся технологии позволяют уточнять строение отложений. Порой такое уточнение полностью переворачивает существующие модели в данном регионе. Так было с Восточным Предкавказьем в 80-е годы XX века, когда С.С. Косова в своих работах [1] стала говорить о клиноформном строении майкопской серии. На сегодняшний день это ни для кого не секрет. Помимо геометрии отложений, указывающей на тектонические особенности в миоцен-олигоценное время (положение депоцентров и источников сноса), внимание многих исследовате-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

лей, таких как В.Ф. Шарафутдинов [2], В.И. Попков [3], М.Л. Копп [4], М.Г. Леонов [5] и др., было направлено на олистостромы – оползневые образования, распространенные внутри кайнозойских комплексов Кавказского региона.

Обращаясь к этимологии слова олистострома, становится ясно, что происходит этот термин от греч. *ολίσθηση* – скользкость, неустойчивость и *stroma* – подстилка, покрывало, т.е. – это комплекс отложений с включенными в него обломками, сами обломки называются олистолитами (от греч. *ολίσθηση* – скользкость, неустойчивость и *λίθος* – камень). Таким образом, олистолиты находятся внутри олистостромового комплекса отложений.

Ф. Хоедемакером была предложена классификация олистолитов [6] по размеру наиболее длинной оси: микро- (меньше 5 м), мезо- (5–50 м), макро- (50–100 м), мега- (100–1000 м), гиганто- (более 1000 м) олистолиты. Гиганто-олистолиты более широко известны под названием олистоплак (отторженцы покровов – по Д. Рихтеру [7]).

Как отмечалось выше технологии с каждым годом позволяют получать все более качественные данные для изучения, в данном случае расширенная сеть сейсмических профилей позволила уточнить границы распространения олистостромов майкопского сейсмокомплекса Восточного Предкавказья. Для этого использовался метод сейсмостратиграфического анализа, который при детальном рассмотрении сейсмических профилей дает возможность выделить олистолиты, картировать их распространение по площади и пространственное положение в разрезе. Безусловно у глубинной сеймики есть своя разрешающая способность, и большую часть олистолитов невозможно проследить. Описанные М.Л. Коппом и другими исследователями олистолиты редко превышают в размере первые метры, данные тела относятся к микро- и мезо-олистолитам и не рассматриваются в работе.

Последовательное залегание клиноформных комплексов майкопской серии нарушено олистолитами локально. Например, они прослеживаются в 8, 9, 21, 22 и 23 клиноформах, которые впервые были описаны С.С. Косовой [1], географически данные структуры прослеживаются в восточной части Терско-Каспийского передового прогиба, а также в зоне Манычских прогибов, а именно на территории Арзигского прогиба.

Форма олистолитовых тел часто изометричная или вытянутая по горизонтальной оси. Это обусловлено отличным литологическим составом относительно майкопских глин, который определяет физические свойства отложений. Олистостромовые комплексы распространены преимущественно в дагестанской части изучаемой территории, а также в восточной части Ставропольского свода. Среди олистолитов встречаются тела разных размеров: по вертикальной оси их размеры редко превышают 500 м, в горизонтальном сечении отдельные олистолиты могут достигать

Типовой олистолит
Южного комплекса

Типовой олистолит
Северного комплекса

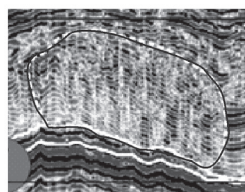
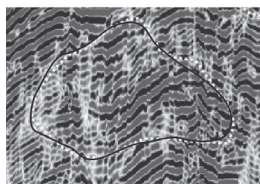


Рис. 1. Примеры типовых олистолитов

нескольких километров. На сейсмических разрезах они прослеживаются благодаря изменению волновой картины. Основными опознавательными признаками олистостромовых комплексов на сейсмических разрезах являются: резкое обрывание протяженных осей синфазности клиноформ, хаотичная внутренняя структура, а также деформации и срезание прилегающих комплексов (рис. 1).

Отложение олистолитов происходило поэтапно. Об этом можно судить благодаря клиноформенному строению майкопских отложений Восточного Предкавказья. Выделенные клиноформы имеют свои порядковые номера, а находящиеся в них олистолиты позволяют точно определить во время накопления какой клиноформы произошло формирование олистолита.

Южные (Дагестанские) олистолиты отложились во время формирования 8, 9 клиноформ. Они характеризуются довольно большим разнообразием форм – встречаются как изометричные, так и вытянутые по одной оси тела. Они выделялись еще в работах С.С. Косовой [1]. Столь причудливые формы обломочных тел обусловлены относительной близостью места источника материала, предполагается, что причиной мобилизации отложений послужили обводненные глины.

Северный олистостромовый комплекс отличается более однообразными формами, большинство олистолитов в нем изометрично, т.е. все стороны, которые мы видим на сейсмических разрезах соотносятся примерно 1:1. Размер самих тел олистолитов различается в несколько раз. Подобный уровень изометричности олистолитов по сравнению с южным комплексом может указывать на большую окатанность обломков и относительную удаленность от источника сноса материала. Трапезиевидные, вытянутые олистолиты южного олистостромового комплекса формировались в относительной близости от места накопления. Например, на одном из профилей, проходящих вкрест простирания р. Терек близ г. Грозный, можно проследить эрозионные врезы, рядом с которыми в вышележащих

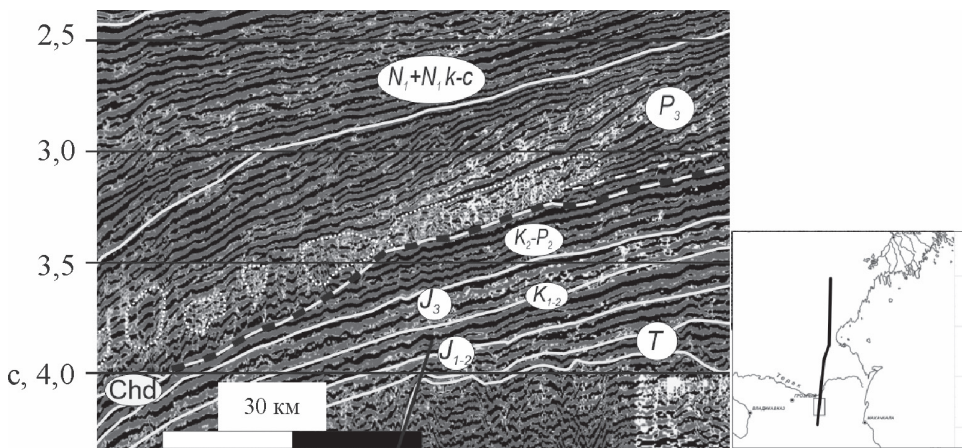


Рис. 2. Фрагмент сейсмического профиля с олистолитами южного комплекса

отложениях находятся олистолиты (рис. 2). В подобных олистостромах с высокой долей вероятности можно определить возраст олистолитов, в данном случае он соответствует возрасту хадумской свиты – ранний–средний олигоцен. Подобное датирование можно считать достоверным, поскольку расстояние между источником сноса и местом накопления относительно мало.

Основываясь на методике, предложенной Н.Я. Куниным [8], и опираясь на относительную однотипность условий седиментации, можно рассчитать время накопления каждой клиноформы и сделать выводы о времени формирования олистостром. Длительность олигоцена составляет 15 млн лет. Разделив этот период на количество парасеквенций, можно установить, что для накопления одного пласта потребовалось около 300 тыс лет. Таким образом время формирования юго-восточного комплекса олистостром около 3 млн лет. Для северо-западного комплекса время формирования составило 4.5 млн лет.

Точный возраст пород, слагающих олистолиты, невозможно определить по сейсмическим данным. Можно только предположить источники сноса и возраст отложений. В пределах южного олистостромового комплекса олистолиты формировались за счет размыва нижнемайкопских, палеогеновых и меловых образований. Разрыв определяется на уровне 8 клиноформы [9], по времени накопления она коррелируется с соленовской регрессией. Поскольку падение относительного уровня моря смещает расположение базиса эрозии в сторону бассейна, это приводит к увеличению эрозии, а также количества выносимого материала. Логично предположить взаимосвязь между формированием олистолитов и соленовским падением

относительного уровня моря. Данная гипотеза позволяет утверждать, что олистолиты представлены мел-палеогеновыми комплексами. Этот возраст совпадает с датированием олистолитов, имеющих выходы на поверхность, об этом писали такие исследователи как Брод [10] и Шарафутдинов [2].

Для северо-западного комплекса направление сноса олистолитов и материала для клиноформ совпадает, а источником сноса выступает Кряж Карпинского. Поскольку данная структура уже существовала в то время и является наиболее близкой относительно олистостромов логично предположить, что именно Кряж Карпинского выступил источником материала. Возраст олистолитов северного комплекса в данном случае определяется как пермско-триасовый. Литологический состав определить проблематично, но предполагается, что это известняковые отложения или мергелисто-известняковые.

Существуют олистостромы различного происхождения. Одни образуются оползневым путем; при формировании других определенную роль играет тектонический фактор и, наконец, третий тип олистостромов формируется за счет разрушения тектонических покровов [11]. Нахождение олистолитов в клиноформенных телах со слоистой ненарушенной тектонической активностью структурой дает основание полагать, что формировались они под действием гравитационных факторов. В.В. Юдин также изучал происхождение олистостром, по его классификации [12] сложно определить генезис данных олистостромовых комплексов, поскольку он не связан ни с дивергентными, ни с конвергентными процессами. Предполагается целесообразным отнести их в третью группу нейтральных олистостромов и особому гравитационному типу.

Выводы

1. Предполагаемый возраст олистолитов различен, для южного комплекса тел это мел–эоцен, для северо-западного – пермь–триас.
2. Рассмотренные олистолиты можно отнести к макро-, мега- и гиганто-олистолитам по размеру. Данные олистостромы стоит относить к гравитационному генетическому типу. Согласно генетической классификации В.В. Юдина их можно отнести к отдельному типу, который не связан с дивергентными и конвергентными тектоническими процессами.

Литература

1. Косова С.С. Условия формирования кайнозойских комплексов Восточного Предкавказья // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы Междунар. совещ. по проекту Европроба. Москва. Май 1993 г. М.: КМК, 1994. С. 94–104.

2. *Шарафутдинов В.Ф.* Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений северо-восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью. М., 2003.
3. *Попков В.И.* История и геодинамическая модель развития Черноморско-Каспийского региона // Южно-российский вестник геологии, географии и глобальной энергии. 2007. № 4. С. 100–09.
4. *Конн М.Л.* Трансгрессивно-регрессивная цикличность позднего мела – палеогена и фазы олистостромообразования в пределах южного склона Восточного Кавказа. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 65. № 4. С. 13–23.
5. *Леонов М.Г.* Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 344).
6. *Hoedemaeker P.J.* Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain) // Scripta Geologica. 1973. Т. 19. С. 1–207.
7. *Richter D.* Olisthostrom, Olistholit, Olisthorymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleistungs- und Resedimentationsvorgangen infolge syndesimentarer tectogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen // Neues Jahrbuch für Geologie und Palaeontologie Abhandlungen. 1973. Т. 143. №. 3. С. 304–344.
8. *Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю.* Расчленение кайнозойских отложений Восточного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. №. 3. С. 71–81.
9. *Столяров А.С., Ивлева Е.И.* Верхнеолигоценные отложения Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (Центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 1. Основные особенности состава и строения. 2004.
10. *Брод И.О., Успенская Н.Ю.* Нефтяные месторождения Дагестанской АССР. Нефтяная экскурсия: Дагестанская и Чечено-Ингушская АССР // Межд. геол. конгр. Вып. 3. 17 сессия, СССР. 1937. С. 5–38.
11. *Elter P., Trevisan L.* Olistostromes in the tectonic evolution on the Northern Apennines // Gravity tectonics. N.Y.: Wiley Intersci., 1973.
12. *Юдин В.В.* Классификация олистостром. Симферополь: Труды Крымской Академии наук, 2012. С. 150–162.

Строение и перспективы нефтегазоносности Юрюзано-Айской впадины Предуральяского прогиба

Рассматриваемая территория находится на северо-востоке Башкирии, севернее хребта Каратау, Юрюзано-Айская впадина (ЮАВ) занимает южную часть Юрюзано-Сылвенской депрессии Предуральяского прогиба. Особенности геологического строения и перспективы нефтеносности этого района отражены в ряде работ [1, 2, 3, 5, 11–13, 15, 17–19]. С запада ЮАВ граничит с Уфимским плато, с востока обрамляется складчатым Уралом. Уфимское плато относится к восточной части Пермско-Башкирского свода Восточно-Европейской платформы и представляет собой положительную новейшую тектоническую структуру сводового типа [11]. На поверхность здесь выходят полого залегающие карбонатные породы сакмарского, артинского и кунгурского ярусов нижней перми, с разрывом перекрытые мезо-кайнозойскими осадками. Сакмаро-артинские рифовые известняки приурочены к вершинам водоразделов и образуют изолированные горы-одиночки, нижележащие карбонатные породы обнажаются по склонам речных долин рек Ай, Юрюзань, Атавка, Кошелевка в восточной части плато. Характер границы сочленения Уфимского плато и Предуральяского прогиба, который в литературе известен как Суксунский сброс, проявляется в рельефе ярко выраженным структурно-денудационным уступом высотой до 100 м [11]. Уфимское плато рассматривается как односторонний горст, ограниченный с востока левосторонним новейшим сдвигом [7]. На тектонический характер зоны сочленения Уфимского плато и Юрюзано-Айской впадины указывал Б.И. Чувашов [19], показывая совмещение разнофациальных отложений, что свидетельствует о наличии здесь тектонического нарушения амплитудой в 300–400 м, подвижного на современном этапе. Морфоструктурный анализ рельефа показал, что Суксунская дислокация проявляется как мощная зона нарушений, предположительно взбросовой кинематики с восточной вергентностью и, возможно, со сдвиговой компонентой [11].

Область ЮАВ разделена на две зоны – внешнюю (западную) и внутреннюю (восточную) часть. Во внутренней зоне на поверхность выходят ассельско-артинские флишевые отложения [10]. К внешней зоне относится территория западнее субмеридионального течения р. Ай, здесь распространены кунгурские терригенные отложения флишевого типа, залегающие на нижнепермских карбонатных комплексах, выходы которых

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

наблюдаются в западной части ЮАВ – в зоне сочленения с Уфимским плато и интерпретируются как рифы [12] или как структурные поднятия [5, 9]. Линейное расположение этих возвышенностей, сложенных нарушенными и перекристаллизованными карбонатными биогермными породами объясняется приуроченностью к зонам пересечения диагональных и меридиональных разломов [5].

По данным бурения и геофизических исследований в ЮАВ с запада на восток отмечается ступенчатое погружение карбонатных отложений девона и карбона в восточном направлении, выделяются узкие структурные ступени (террасы), наблюдается система линейных разломных зон северо-восточного и северо-западного простирания, контролирующая положение структурных поднятий и формирующая разломно-блоковое строение территории [1, 8, 15, 17, 18]. Через территорию проходит восточная часть регионального сейсмопрофиля № 1 (рисунок). В районе Тастубы выделяется зона слабой корреляции отражений, как по докембрийским породам (склон Южно-Каировского поднятия), так и по палеозойским. Это свидетельству-

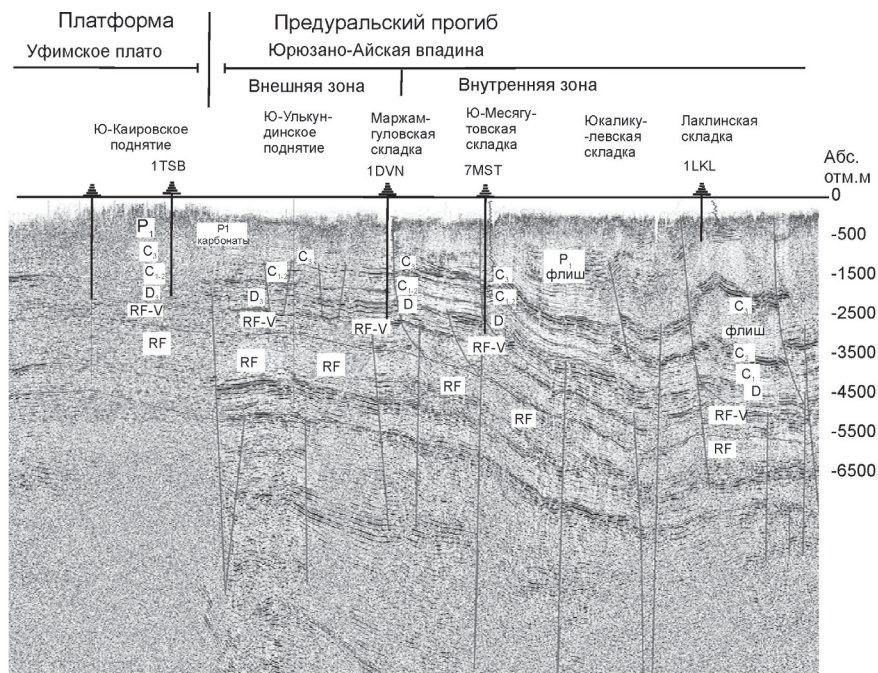


Рисунок. Строение Юрюзано-Айской впадины по сейсмическим данным – фрагмент регионального сейсмопрофиля №1 (по материалам ООО «Башнефтегеофизика», Т.С. Ардашова, 2001 г.)

ет о тектоническом нарушении отложений вдоль субмеридионального разлома, отделяющего Башкирский свод от Юрюзано-Айской впадины. В скважинах Каировская 1, Тастубские 1, 2, Дуванская 1 нижнепермские отложения сложены известняками мощностью до 750 м. На восток эти отложения уступообразно погружаются по серии сбросов, фиксирующихся приразломными антиклинальными структурами (Южно-Укульдинское поднятие, Маржамгуловская складка). Нижнепермский карбонатный шельф прослеживается на восток почти до пос. Месягутово (карбонатные породы вскрыты скважиной Дуванская 1), восточнее карбонатные отложения резко сменяются флишем (скважина Месягутовская 7). Восточнее флишевые осадки вместе с подстилающими карбонатными породами и отложениями докембрия смяты в разноамплитудные складки. Скв. Месягутово 7 вскрыла флишевые осадки, вовлеченные в складчато-взбросовую структуру – Месягутовская складку (рисунок). Крупные складки, такие как Месягутовская, а также Артинская, Кигинская и др. выражаются возвышенностями в рельефе (Чочиа, 1948 г.). Нефтяные и газонефтяные месторождения в Юрюзано-Айской впадине локализованы в известняках и доломитах среднего и верхнего карбона и приурочены к валообразным структурным поднятиям [8], которые обычно интерпретировались как крутые взбросо-надвиги [15, 17 и др.], хотя данные бурения не подтверждают наличие надвигового повторения в разрезе, разломы крутопадающие, амплитуда вертикального смещения свыше 1200 м (Апудовская складка) [15].

В ЮАВ в 1970-х годах были открыты Апудовское, Яныбаевское, Муслюмовское, Устьикинское, Алегазовское, Метелинское, Кызылбаевское месторождения, в восточной части Башкирского свода – Биавашское и Кунгакское. Месторождения мелкие, нефтегазовые и газовые. Основная особенность их состоит в том, что они локализируются вдоль субширотного Метелино-Кузылбаевского вала [3], выделенного Н.Ф. Данукаловым и А.П. Рождественским (1959) по геоморфологическим признакам. По геофизическим данным этот вал находится над бортом Камско-Бельского авлакогена и представляет собой зону неотектонической активизации. Вал образовался в результате малоамплитудных подвижек блоков фундамента, над которыми оперяющие тектонические нарушения формировали поднятия и обеспечивали латеральную миграцию углеводородов в ловушки из прилегающих нефтематеринских отложений [3]. Недавно открытое (в 2005 г.) в известняках и доломитах башкирского яруса нефтяное Каракульское месторождение расположено южнее, в пределах Таймеевской структурной ступени-террасы [8]. Оно также локализовано в приразломной антиклинальной структуре.

В перекрывающей толще нижнепермских пород на уровне нижнего арта распространены битуминозные мергели янгантауской свиты, которые относятся к нефтематеринским породам [4, 16]. Выходы этих пород

наблюдаются в районе д. Ахуново и в береговых обрывах р. Юрюзань на территории санатория Янгантау, к ним приурочены зоны «горения» [14]. В районе Ахуново они смяты в крутую приразломную складку [4].

Таким образом, основные структуры Юрюзано-Айской впадины – приразломные (присдвиговые) антиклинальные поднятия взбросового типа, фиксируемые сейсмическими методами на глубине. Они контролируются зонами пересечения субширотных и субмеридиональных разломов, активных на неотектоническом этапе. Эти данные подтверждают ведущую роль разломно-блоковой тектоники новейшего этапа со сдвиговой составляющей в формировании ловушек углеводородов [6].

Литература

1. *Ардашева Т.С., Беляева Т.В., Валеев Г.З.* Региональные геофизические исследования Башкортостана // 13-е Тимергазинские чтения. Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Материалы / Межрег. конф. Уфа, 20–21 ноября 2003 г. Уфа: Тау, 2004. С. 148–161.

2. *Вахрушев Г.В., Алкснэ А.Э., Ревенко Э.А.* Новые данные о тектонике южной части Юрюзано-Сылвенской депрессии в Приуралье // Геотектоника. 1968. № 1. С. 82–85.

3. *Горожанин В.М.* Структурно-тектонический контроль положения залежей углеводородов на северо-востоке Башкирии // Геологический сборник № 9. Юбилейный выпуск. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 140–146.

4. *Горожанин В.М., Горожанина Е. Н.* Подводно-оползневые структуры в отложениях янгантауской свиты в Юрюзано-Сылвенской впадине Предуральяского прогиба // Геологический вестник. 2019. № 2. С. 32–41.

5. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.* О нижнепермских рифах Уфимского плато // Геология рифов. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 130-летию со дня рождения В.А. Варсанофьевой. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 43–45.

6. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Днистрянский В.И., Побережский С.М., Ефимов А.Г.* Роль разломно-блоковой тектоники в формировании залежей углеводородов в подсолевых отложениях палеозоя на юге Соль-Илецкого свода // Геология нефти и газа. 2013. №2. С. 22–33.

7. *Konn M.L.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

8. *Лозин Е.В.* Геология и нефтеносность Башкортостана. Уфа: БашНИПИ-нефть, 2015. 704 с.

9. *Маслов В.П.* Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. Геол. сер. № 42. Изд-во АН СССР, 1950. 69 с. (Тр. Института геологических наук; Вып. 118).

10. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 229 с.
11. *Мустафин Ш.А.* К новейшей тектонике Уфимского плато // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы 8 Межрегиональной геологической конференции. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. С. 92–95.
12. *Наливкин В.Д.* Фации и геологическая история Юрюзано-Сылвенской депрессии. М.: Гостоптехиздат, 1950. 180 с.
13. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
14. *Пучков В.Н., Абдрахманов Р.Ф., Кисин А.Ю., Шанина С.Н.* Газогеогеотермальные явления горы Янгантау (Южный Урал) // Геологический Вестник. 2018. № 1. С. 24–50.
15. *Солоницин С.Н., Масагутов Р.Х., Амельченко Н.Б.* О характере дизъюнктивных дислокаций и перспективах нефтегазоносности юго-восточной части Юрюзано-Айской впадины // Геологический сборник № 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. С. 43–47.
16. *Страхов Н.М., Осипов С.С.* Битуминозные породы р. Юрюзань // Бюлл. МОИП. 1935. Т. 13. Вып. 1. С. 3–39.
17. *Фазлиахметов А.М., Масагутов Р.Х., Зименков Р.А.* К перспективам выявления углеводородов в Юрюзано-Сылвенской депрессии // Геология и геофизика – 2022: наука, производство, инновации. Материалы II Международной научно-практической конференции. Уфа, 13–14 октября 2022 г. Тверь: «ПолиПРЕСС», 2022. 402 с.
18. *Хамитов Р.А., Валеев Г.З., Киселев В.В., Ардашева Т.С., Беляева Т.В.* Региональные сейсморазведочные работы с целью оценки перспектив нефтегазоносности венд-рифейских отложений // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы VII Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. С. 59–61.
19. *Чувашов Б.И.* О характере сочленения Русской платформы и Предуралья прогиба // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УрО РАН, 1984. С. 111–120.

**Новые геохимические и изотопные данные
по магматическим породам Итмурундинского
и Тектурмасского складчатых поясов
Центрального Казахстана**

Палеозойские складчатые пояса Центрального Казахстана образовались на активных окраинах Палеоазиатского океана и являются частью Казахского ороклина. Итмурундинский (ИСП) и Тектурмасский (ТСП) складчатые пояса относятся к Джунгаро-Балхашской складчатой системе и имеют свое продолжение на территории северо-западного Китая (Китайская Джунгария) [3, 9, 10]. Они включают в себя отложения аккреционного комплекса, надсубдукционные образования и офиолитовую ассоциацию. В Итмурундинском поясе нами были изучены вулканические и субвулканические породы из аккреционного комплекса и офиолитового массива (массив Архарсу). В состав аккреционного комплекса входят образования трех свит: итмурундинской (O_{1-2}), казыкской (O_{2-3}) и тюретайской (O_3-S_1). Итмурундинская свита представлена базальтами, кремнями, кремнистыми алевролитами, аргиллитами и сланцами. В составе казыкской свиты преобладают кремни, кремнистые алевролиты, аргиллиты и сланцы. Тюретайская свита сложена в основном кремнистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Офиолитовый массив представлен перидотитами, габбро и долеритами. В ТСП выделяются четыре структурно-формационные зоны, разделенные разломами – Успенская, Тектурмасская, Базарбайская и Нуринская. Тектурмасская зона состоит из серпентинитового меланжа в основании и отложений карамурунской, тектурмасской и сарытаусской свит. Карамурунская свита (O_1-O_2kr) представляет собой меланж, состоящий из пиллоу-лав, лавобрекчий с олистолитами кремней и кремнистых сланцев. В состав тектурмасской свиты ($O_{2-3}tk$) входят преимущественно ленточные кремни, кремнистые алевролиты и аргиллиты. Базарбайская зона включает образования кузекской и базарбайской свит. Кузекская свита (O_2kz) состоит из пиллоу-базальтов, лавобрекчий, туфов, кремнистых алевролитов и аргиллитов. Базарбайская свита ($O_{2-3}bz$) сложена ленточными кремнями, кремнистыми аргиллитами, туфами основного–среднего составов, песчаниками (граувакками).

¹ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

С севера и юга вышеописанные зоны обрамляются Нуриной и Сарысуйской (Успенской) зонами, в строении которых участвуют в основном силурийско-среднедевонские флишевые и грубообломочные толщи. В Нуриной подзоне силурийско-девонские терригенные толщи перекрывают кремнисто-туфогенные породы, завершающие разрез офиолитов. В Сарысуйской подзоне флишевые и олистостромовые толщи содержат олистолиты и глыбы кремней тектурмасской свиты. В ТСП нами были изучены геохимические и изотопные характеристики магматических пород, относящиеся преимущественно к карамурунской и кузекской свитам.

Предыдущими исследователями были продатированы магматические породы данных регионов, но только из блоков в серпентинитовых меланжах. U-Pb возрасты по цирконам из плагиогранитов ИСП и ТСП составляют от 530 до 498 млн лет и от 453 до 473 млн лет соответственно [5, 6]. U-Pb возраст циркона из роговообманкового диорита из серпентинитового меланжа ИСП составляет около 500 млн лет [7]. По данным микропалеонтологических исследований ассоциирующие с вулканическими породами ИСП и ТСП глубоководные кремнистые осадки имеют средне-позднеордовикский возраст, определенный преимущественно по конодонтам [2, 4].

Вулканические и субвулканические породы ТСП и ИСП относятся как толеитовой, так и к известково-щелочной сериям. По соотношению кремнезема и суммы щелочей породы представлены базальтами и габброидами, но присутствуют и более кислые субщелочные и щелочные андезиты и дациты. По содержанию TiO_2 базальты и андезибазальты обоих поясов можно разделить на три группы: высоко-Ti, средне-Ti и низко-Ti. Породы из низко-Ti группы ТСП характеризуются слабым обогащением лёгкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ), а породы этой же группы из ИСП показывают как обогащение, так и обеднение ЛРЗЭ ($La/Yb_N = 1.7-2.2$ для ТСП; $La/Yb_N = 0.3-9.6$ для ИСП). Для низко-Ti пород обоих поясов характерно наличие на спайдер-диаграммах отрицательной аномалии Nb при отношении $Zr/Nb = 20-36$ для ТСП и $Zr/Nb = 11-40$ для ИСП). Средне-Ti образцы имеют от горизонтальных до обедненных ЛРЗЭ спектры ($La/Yb_N = 0.3-0.7$ для ТСП; $La/Yb_N = 0.2-0.4$ для ИСП), средние отношения Zr/Nb (10-22 для ТСП; 26 для ИСП) и максимумы Nb по отношению к Th, но не к La. Для высоко-Ti пород как ИСП, так и ТСП отмечается обогащение ЛРЗЭ и дифференциация в области тяжелых (ТРЗЭ); $La/Yb_N = 4.3-5.6$, $Gd/Yb_N = 2.2-2.8$ для ТСП; $La/Yb_N = 2.7-13.9$, $Gd/Yb_N = 1.9-3.7$ для ИСП) при низких отношениях Zr/Nb (2.4-6.3 для ТСП, 3.3-8.7 для ИСП). На спайдер-диаграммах для них характерен максимум по Nb.

В отдельную группу как в ТСП, так и в ИСП можно выделить щелочные и субщелочные андезиты. Они характеризуются обогащением в

области ЛРЗЭ ($La/Yb_N = 6.8-10.9$ для ТСП; $La/Yb_N = 2.6-10.9$ для ИСП), дифференциацией в области ТРЗЭ ($Gd/Yb_N = 1.6-2.5$ для ТСП; $Gd/Yb_N = 1.4-3.1$ для ИСП), низкими отношениями Zr/Nb ($5.7-5.9$ для ТСП; $5.7-12.2$ для ИСП), отрицательной аномалией Ti и положительной Nb на спайдердиаграммах. В ИСП также зафиксированы андезиты, дациты и риолиты с иными геохимическими характеристиками, а именно: пологими и умеренно обогащенными ЛРЗЭ спектрами ($La/Yb_N = 1.0-2.5$, $Gd/Yb_N = 0.67-1.36$), отчётливыми минимумами Nb и Ti .

Все образцы Тектурмасского и Итмурундинского поясов характеризуются положительными значениями $\epsilon Nd(t)$. Базальтоиды средне- Ti группы имеют самые высокие значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $\epsilon Nd(t)$ соответственно (0.5131 (ТСП)– 0.5132 (ИСП); 7.78 (ИСП)– 8.05 (ТСП)), тогда как высоко- Ti образцы имеют самые низкие значения ($0.5126-0.5128$ для ТСП; $0.5127-0.5129$ для ИСП; $3.53-6.77$ для ТСП; $4.88-5.93$ для ИСП). Это позволяет предположить, что средне- Ti породы, чей мантийный источник ближе к деплетированной мантии, образовались в зоне срединно-океанических хребтов, а высоко- Ti базальтоиды из более обогащенного ОИВ-источника. Значения $\epsilon Nd(t)$ для щелочного андезита ТСП самое низкое (2.12), что также предполагает его образование из обогащенного мантийного источника.

В целом, представленные данные по магматическим породам предполагают их образование в разных геодинамических обстановках. Для высоко- Ti базальтоидов характерны обогащение в области ЛРЗЭ и дифференциация в области тяжёлых, положительная аномалия Nb и низкие положительные значения $\epsilon Nd(t)$, что характерно для базальтов типа ОИВ. Щелочные и субщелочные андезиты со схожими геохимическими характеристиками, но имеющие минимум Ti также могли образоваться в обстановке океанического острова/симаунта, как например острова Тристан-да-Кунья [8]. Плоские до обедненных ЛРЗЭ спектры средне- Ti базальтов, их положительная аномалия Nb относительно Th , но не La и самые высокие (близкие к деплетированной мантии) значения $\epsilon Nd(t)$ предполагают их образование в обстановках срединно-океанического хребта. Для низко- Ti базальтоидов, а также андезитов, риолитов и дацитов отмечаются от пологих до деплетированных ТРЗЭ спектры, выраженный минимум Nb и средние положительные значения $\epsilon Nd(t)$, что предполагает их образование в надсубдукционной обстановке. Схожие геологические данные, возраст и геохимические характеристики соответствующих групп пород обоих поясов говорит о том, что они образовались в пределах одного палеобассейна и были разделены в пространстве последующими тектоническими событиями.

Работа выполнена при поддержке проектов РНФ № 21-77-20022 и № 20-77-10051

Литература

1. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Прибалхашская. Лист L-43-XI. Сост. В.Я. Кошкин, В.В. Галицкий. Южно-Казахстанское геологическое управление Министерства геологии и охраны недр СССР, 1960.

2. Новикова М.З., Герасимова Н.А., Дубинина С.В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. С. 1449–1451.

4. Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Обут О.Т., Савинский И.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Гурова А.В., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Маруяма Ш. Итмурундинский аккреционный комплекс (северное Прибалхашье): геологическое строение, стратиграфия и тектоническое происхождение // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 102–117. <http://dx.doi.org/10.1134/S1819714019030072>

5. Якубчук А.С. Тектоническая обстановка офиолитовых зон в палеозойской структуре центрального Казахстана // Геотектоника. 1990. Т. 5. С. 55–68.

6. Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilityna 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. V. 380–381. P. 105818.

7. Degtyarev K., Yakubchuk A.S., Luchitskaya M.V., Tolmachevaa T.Yu., Skoblenco (Pilityna) A.V., Tretyakov A.A. Ordovician supra-subduction, oceanic and within-plate ocean island complexes in the Tekturmas ophiolite zone (Central Kazakhstan): age, geochemistry and tectonic implications // International geology review. 2021. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1969691>

8. 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 Research. 2020. V. 79. P. 49–69.

9. Weit A., Trumbull R.B., Keiding J.K., Geissler W.H., Gibson S.A., Veksler I.V. The magmatic system beneath the Tristan da Cunha Island: Insights from thermobarometry, melting models and geophysics // Tectonophysics. 2017. V. 716. P. 64–76.

10. Windley B.F., Alexeev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // J. Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 31–47. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-022>

11. Xiao W.J., Huang B.C., Han C.M., Sun S., Li J.L. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // Gondwana Research. 2010. V. 18. P. 253–273 <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.007>

Положение Ланского и Галамского террейнов в структуре Монголо-Охотского орогенного пояса

Восточное окончание Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) на тектонической схеме [8] представлено террейнами: Галамским, Ланским, Ниланским и Ульбанским (рисунок). На тектонической схеме [2] Галамский террейн отнесён к структуре Охотско-Корякского орогенного пояса (ОКОП) и разделён на два субтеррейна: реки Галам и Тугурский (рисунок).

Субтеррейн реки Галам представлен серией тектонической чешуи, сложенных терригенными и вулканогенно-кремнистыми породами девона – нижнего карбона и перми [2]. Их характерной особенностью является преобладание остатков растительного материала [12]. Фауна плохой сохранности встречается редко. Нижнепермские отложения представлены турбидитами, содержащими богатый флористический материал, единичные остатки двустворчатых моллюсков и экзотические глыбы органогенных известняков с фауной силура, ордовика и раннего кембрия характерной для Сибирской провинции [11–13], а также известняки с остатками брахиопод верхнего кембрия [15]. Эти экзотические глыбы в строение разреза террейна не включаются, но косвенно характеризуют генетическую связь с Сибирским кратоном.

Тугурский субтеррейн представлен серией тектонической чешуи, сложенных терригенными и вулканогенно-кремнистыми породами раннего девона – нижнего карбона с широким спектром фаунистических остатков [2, 6, 12]. Флористические отпечатки, представленные водорослями, редки. Девонский и нижнекаменноугольный возраст пород установлен по остаткам фауны, аналогичной и широко распространенной в породах Монголо-Охотской провинции Центральной Азии и Ниланского террейна [2, 9]. По данным [12] разрезы девона по правому притоку р. Селиткан (Тугурский субтеррейн) и руч. Русиновского (Ниланский террейн) едины по петрографическому составу и наличию в них девонских криноидно-коралловых фаций известняков Дальнего Востока. Во флише нижнего карбона установлены остатки криноидей ангарской фауны. Согласно полевым исследованиям А.И. Буханченко (1988 г), известняки нижнего карбона образуют олистолиты, погруженные в глинистый матрикс, содержащий юрские радиоларии. Мнение А.И. Буханченко подтверждают находки детритовых цирконов с возрастом 175–181 млн лет в осадках

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

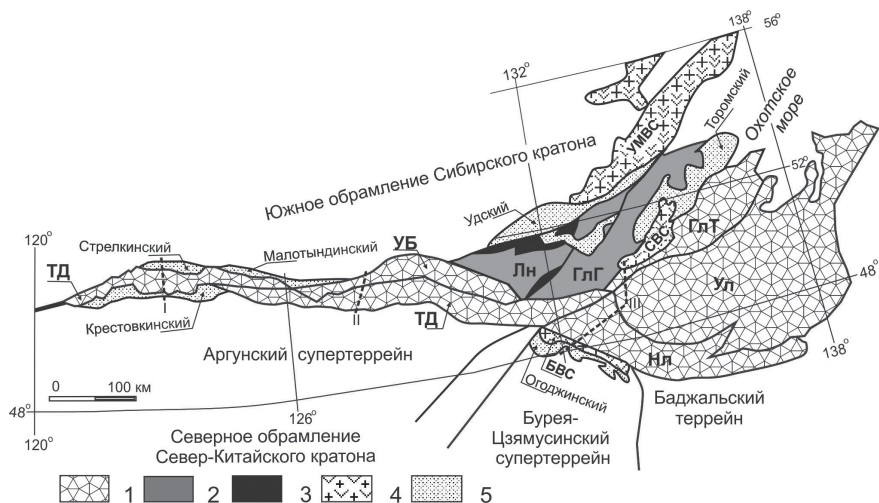


Рисунок. Схема тектонического строения ВФ МООП по [8].

1, 2 – террейны: 1 – ВФ МООП: ТД – Тукурингра-Джагдинский, УБ – Унья-Бомский, Т – Тугурский, Нл – Ниланский, Ул – Ульбанский; 2 – ОКОП: Гл – Галамский, Лн – Ланской; 3 – Баладекский выступ; 4 – вулканоплутонические структуры; 5 – мезозойские бассейны

палеозоя Тукурингра-Джагдинского террейна [5]. По мнению [8] Ниланский и Тукурингра-Джагдинский террейны это тектонически разобщенные фрагменты некогда единого аккреционного комплекса. На единство этих структур на уровне карбона указывает Л.И. Попека [9]. В основании девонского разреза в основании субтеррейна р. Галам накапливались вулканогенные образования, а в Ниланском и Тугурском – осадки. Эти данные позволяют констатировать, что субтеррейн р. Галам и Тугурский – это различные и абсолютно самостоятельные структурные единицы.

Ланской террейн. По мнению [10] среднепалеозойские образования, закартированные в верховьях р. Тыл (Галамский террейн), являются аналогом пород междуречья верховьев рек Шавли–Галам (Ланской террейн). Для них характерно присутствие (до «обильного» [10]) растительных остатков. Исследователи [6, 13] описывали широкое развитие олистостром: олистолиты песчаников, алевролитов, известняков в алевро-пелитовом матриксе, а также отмечали, что фауна содержится исключительно в олистолитах. Завершает палеозойский этап развития террейна формирование вулканитов с возрастом 257 млн лет [7], которые перекрыты терригенной толщей с остатками бореальной фауны поздней перми. Эти образования наращиваются толщей турбидитов нижнего триаса. В хаотических образованиях террейна установлены глыбы с силурий-

ской и кембрийской фауной, подобной фауне в образованиях Галамского террейна. Можно предположить, что Ланской террейн – это зона меланжа, частично перекрытая мезозойскими осадками Удского бассейна.

Северо-восточным продолжением Ланского террейна является габбро-анортозитовый Баладекский выступ. По гравиметрическим и магнитометрическим данным [3] он определяется как южное окончание Чогарского террейна Алдано-Станового щита, который сложен раннеархейскими (?) породами [14]. Это гнейсы и сланцы с прослоями амфиболитов, кварцитов, гранулитов, среди которых установлены тела основных–ультраосновных пород, чарнокитов, эндербитов, гранитов. В составе баладекского комплекса преобладают анортозиты и габбро-анортозиты. По своим геохимическим характеристикам они соответствуют породам офиолитовых комплексов [1]. В состав офиолитового комплекса входят и палеозойские палеоокеанические вулканогенно-кремнистые толщи Галамского террейна [1]. Это подтверждается наличием среди образований террейна просечек габбро и апогарцбургитовых серпентинитов. Вероятно, Баладекский выступ является протрузией офиолитового комплекса силура, олистолиты которого в изобилии присутствуют в разрезах Галамского и Ланского террейнов.

Изучение автором строения МООП вкрест его простираения в районах бассейнов рек Уркан (I), Зея (II), Селемджа–Селиткан (III, рисунок) показало, что эта структура претерпела сложные тектонические перестройки, а слагающие её породы были смяты в складки различного порядка, перемещены в пространстве, разбиты на тектонические чешуи. Это отмечается всеми исследователями региона [6, 11–13]. Поэтому проследить толщи по простираению или по мощности весьма сложно. Это же касается и установления возраста пород по органическим остаткам, содержащимся как правило в клипах, олистолитах, турбидитах. Казалось бы, что такая тектоническая переработка отмечается только для пород палеозойского возраста. Но согласно результатам геохронологических исследований [4, 5] осадочные породы, относимые ранее к палеозою, содержат детритовые цирконы от нижнего триаса до средней юры. Эти перестройки, безусловно, связаны с встречным движением двух кратонов: Северо-Китайского и Сибирского. Формирование пород Ланского и Галамского террейнов по данным цирконометрии закончилось в нижнем триасе. А далее накапливаются осадки Удского бассейна, не несущие следов тектонических событий. В осадках террейнов МООП преобладают детритовые цирконы с возрастом нижней–средней юры. Известно, что палеозойские породы с органическими остатками, представляют обломки, сцементированные алевро-пелитвым материалом. Это возможно при условии, если они, претерпев этап литогенеза, превратились в более хрупкие образования по сравнению с молодыми пластичными нижнемезозойскими осадками. При

сближении двух кратонов, породы «крошились» и закатывались в более молодые и пластичные осадки нижнего триаса (Ланской и Галамский террейны) и нижней–средней юры (Тугурский террейн). Разница в возрасте завершения осадконакопления или формирования пород, несущих следы тектонических событий закрытия Монголо-Охотского бассейна, подтверждает не только различие условий и времени формирования террейнов, но и их структурную принадлежность: Ланского и субтеррейна р. Галам к структуре ОКОП, а Тугурского субтеррейна – к структуре МООП.

Литература

1. Бучко И.В. Этапы ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2010. 46 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн.1. / Гл. ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
3. Забродин В.Ю., Кириллова Г.Л., Диденко А.Н. и др. Удский и Торомский осадочные бассейны: геологическое строение, тектоно-стратиграфические системы, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы // Осадочные бассейны востока России. Т. 5. Хабаровск: Издательство ТОГУ, 2020. С. 161.
4. Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники осадочных пород Ланского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Pb и Lu-Hf изотопных исследований // Тихоокеанская геология. 2020. № 39(3). С. 3–15.
5. Заика В.А., Сорокин А.А. Возраст и источники протолитов метаосадочных пород восточной части Тукурингского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U-Th-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных исследований // Тихоокеанская геология. 2021. №40. 16–27.
6. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука.1979. 113 с.
7. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьев В.А. Расчленение и корреляция магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ДВГУ, 1990. 215 с.
8. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. №15(4). С. 3–15.
9. Попеко Л.И. Карбон Монголо-Охотского орогенного пояса. Владивосток: Дальнаука, 2000. 124 с.
10. Роганов Г.В. Новые данные по стратиграфии палеозоя верховьев реки Тыли. В кн. «Палеозой Дальнего Востока». Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 126–130.

11. *Роганов Г.В., Григорьев В.Б.* К стратиграфии палеозоя восточной части правобережья р. Уды (Западное Приохотье) // Палеозой Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. 99–111 с.

12. *Роганов Г.В., Кисляков С.Г.* Средний палеозой Удско-Селемджинского междуречья и задачи его дальнейшего изучения. В кн. «Палеозой Дальнего Востока». Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. 86–99 с.

13. *Турбин М.Т., Анойкин В.И., Махинин А.В.* К стратиграфии девонских и каменноугольных отложений бассейна реки Шавли. В кн. «Палеозой Дальнего Востока». Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. 111–126 с.

14. *Смелов А.П.* Оленекское поднятие // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпедика», 2001. С. 107–108.

15. *Соболев Л.П.* Некоторые беззамковые брахиоподы верхнекембрийских фосфатоносных отложений в хр. Джагды // Геология и геофизика, 1978. № 4, С. 15–23.

А.Н. Диденко^{1,2}, М.Ю. Носырев², Г.З. Гильманова²

Периодичность и некоторые геодинамические особенности формирования Cu-порфировых месторождений активных окраин Тихого океана за последние 125 миллионов лет

В мировой структуре добычи меди преобладают медно-порфировые месторождения, которые обеспечивают до 70% мировой ее добычи. В структуре российских балансовых запасов меди первая позиция принадлежит сульфидно-медно-никелевому типу руд, а вот в прогнозных ресурсах – медно-порфировому типу [1]. Все это предопределяет повышенное внимание к проблемам поиска и прогноза крупных медно-порфировых месторождений, генезис которых связан с палео- и современными зонами субдукции. К этому типу относятся и самые крупные в мире месторождения-гиганты с запасами руды более 10 млрд т (Чукикамата, Эскондида, Эль-Теньенте, Рио-Бланко), формирование которых связано с Андийским надсубдукционным вулканическим поясом. В России самым крупным на сегодня медно-порфировым месторождением является

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Малмыж, формирование которого происходило на конвергентной границе взаимодействия океанической Изагаги и континентальной Евразийской тектоническими плитами в сеномане. Ранее нами было показано [3], что глубинная геофизическая модель Малмыжского рудного узла сходна с петрологическими моделями крупных Cu-порфириновых месторождений, разработанных Джереми Ричардсом [9] и Ричардом Силлитой [10].

Медно-порфириновые месторождения формируются в геодинамической обстановке активных континентальных окраин, возраст которых «в фанерозойскую эпоху характеризуется правильной периодичностью. Наиболее ярко выражены кайнозойские и позднемеловые максимумы 2–5, 30, 60 и 110 млн лет медно-порфиринового оруденения в Тихоокеанском обрамлении и Карибском бассейне. Природа этой почти регулярной периодичности в металлогенической литературе, насколько мне известно, не обсуждалась» [2]. Несмотря на прошедшие более четверти века после выхода этой работы Н.Л. Добрецова, проблема (квази)периодичности формирования Cu-порфириновых месторождений не решена.

Анализ распределения по возрасту мел-кайнозойских медно-порфириновых месторождений Тихоокеанского огненного кольца из базы данных [11] с дополнением, показал наличие пяти максимумов в интервале 0–125 млн лет. Особенно отчетливо кайнозойские и меловые максимумы выделяются на временной зависимости общего рудного объема всех месторождений Тихоокеанского огненного кольца за 1 млн лет, но положения их пиковых значений несколько отличаются от обозначенных Н.Л. Добрецовым [2]. На основе спектрального анализа (Фурье и Вейвлет методы) выявлена наиболее значимая компонента ряда с характерным временем 26–28 млн лет.

Скорость конвергенции океанической плиты под континентальную является наиболее важной особенностью, связанной с образованием Cu-порфириновых систем [5, 9]. Скорость конвергенции контролирует объем материала плиты, погруженного в верхнюю мантию, включая карбонатные фазы в верхней вулканической части океанической коры и богатые водой пелагические глубоководные отложения, которые повышают метасоматическое обогащение мантийного клина летучими веществами, серой, молибденом, золотом, крупноионными литофильными элементами и, в конечном итоге, способствует образованию Cu-порфириновых систем в перекрывающей континентальной плите.

Используя временные последовательности полюсов вращения для океанических и континентальных тектонических плит [6, 12], произведен расчет их некоторых кинематических характеристик (скорость и направление конвергенции): Изагаги, под континентальные Евразийскую и Североамериканскую для начала позднего мела, Фараллон под Североамериканскую и Южноамериканскую для начала палеоцена и конца эоцена,

соответственно, Наска под Южноамериканскую для начала плиоцена. Расчеты показали, что максимумам продуктивности Cu-порфировых систем для обозначенных выше 3-х интервалов (за исключением начала плиоцена) предшествует сначала снижение скорости конвергенции океанических плит под континентальные, затем ее возрастание. Именно на этом подъеме скорости происходило образование самых крупных медно-порфировых месторождений в пределах активных окраин Тихого океана.

В формировании крупных Cu-порфировых месторождений Тихоокеанского кольца за последние 125 миллионов лет выявлена главная периодичность в 27 ± 1 млн лет. Как следует из литературных данных, аналогичная по длительности периодичность в мезо-кайнозое выявлена для эпизодов вымирания морских организмов, разнородных крупных геологических событий, скорости спрединга [4, 8] и другие.

Между скоростью спрединга [4, 7] и временным рядом общего объема руды Cu-порфировых месторождений (наст. работа) обнаружена значимая отрицательная корреляция: 5 максимумов объема руды в последние 125 млн лет с небольшим опережением предваряются минимумами скорости спрединга.

Связь между этими глобальными характеристиками можно, вероятно, объяснить следующим образом – уменьшение скорости спрединга способствует увеличению объема материала океанической плиты, погружающейся в верхнюю мантию, включая карбонатные фазы и богатые водой пелагические глубоководные отложения, которые при субдукции под континентальные плиты усиливают перенос серы и металлов, повышая метасоматическое обогащение мантийного клина летучими веществами, серой и крупноионными литофильными элементами. Образование крупных Cu-порфировых систем в перекрывающей плите происходит преимущественно в регионах с развитыми сквозькоровыми дизъюнктивными нарушениями, связанными со спорадической сменой фронтальной субдукции «косой» и ее переходом в режим трансформной окраины.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение госзадач ГИН РАН и ИТиГ ДВО РАН.

Литература

1. Государственный доклад «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2020 году». М.: Роснедра, 2021. 569 с. <https://www.rosnedra.gov.ru/data/Files/File/7992.pdf>

2. Добрецов Н.Л. Рудообразование и глобальные геологические процессы: эволюция и проблемы периодичности // Смирновский сборник-96: основные проблемы рудообразования и металлогении. М., 1996. С. 38–60.

3. Носырев М.Ю., Диденко А.Н., Гильманова Г.З. Геофизическая модель Малмыжского рудного узла по данным магнитного и гравитационного аномальных полей (Сихотэ-Алинь) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 227–235. DOI: 10.31857/S2686739722800015

4. Boulila S., Haq B.U., Hara N., Müller R. D., Galbrun B., Charbonnier G. Potential encoding of coupling between Milankovitch forcing and Earth's interior processes in the Phanerozoic eustatic sea-level record // Earth-Science Reviews. 2021. V. 220. P. 103727. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103727>.

5. Diaz-Rodriguez J., Muller R.D., Chandra R. Predicting the emplacement of Cordilleran porphyry copper systems using a spatio-temporal machine learning model // Ore Geology Reviews. 2021. V. 137. P. 104300. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104300>

6. Merdith A.S., Williams S.E., Collins A.S., Tetley M.G., Mulder J.A., Blades M.L., Young A., Armistead S.E., Cannon J., Zahirovic S., Müller R.D. Extending full-plate tectonic models into deep time: Linking the Neoproterozoic and the Phanerozoic // Earth-Science Reviews. 2021. V. 214. P. 103477. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103477>

7. Müller R.D., Zahirovic S., Williams S.E., Cannon J., Seton M., Bower D.J., Tetley M.G., Heine C., Le Breton E., Liu S., Russell S.H.J., Yang T., Leonard J., Gurnis M. A. Global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic // Tectonics. 2019. V. 38. P. 1884–1907. <https://doi.org/10.1029/2018TC005462>

8. Rampino M., Caldeira K., Zhu Y. A pulse of the Earth: A 27.5-Myr underlying cycle in coordinated geological events over the last 260 Myr // Geoscience Frontiers. 2021. V. 12. N 6. P. 101245. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2021.101245>.

9. Richards J.P. Porphyry copper deposit formation in arcs: What are the odds? // Geosphere. 2021. V. 18. N 1. P. 130–155. <https://doi.org/10.1130/GES02086.1>

10. Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>.

11. Singer D.A., Berger V.I., Moring B.C. Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models // Open-File Report 2008-1155. U.S. Geological Survey, Menlo Park. 2008. 46 p.

12. Young A., Flament N., Maloney K., Williams S., Matthews K., Zahirovic S., Muller R.D. Global kinematics of tectonic plates and subduction zones since the late Paleozoic Era // Geoscience Frontiers. 2019. V. 10. N 3. P. 989–1013. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.05.011>.

**Линзовидные расширения
в активной части трансформных разломов:
морфология, геодинамика, эволюция**

Компиляция геофизических и батиметрических данных дала возможность исследовать «нетипичные» с точки зрения классической теории тектогенеза морфоструктуры, такие как линзовидные расширения в трансформных разломах.

Предположения о том, что спрединг вторичен и является компенсационным ответом на движение литосферных плит были обоснованы ещё в 90-х годах прошлого века [1, 3]. Данные томографии подтверждают, что под системой СОХ на глубинах более 200–300 км не фиксируется единой области прогретой мантии с подъемом от её низов. Предположение, что зоны растяжения, возникающие в наиболее ослабленных местах, «залечиваются» позволяет объяснить образование новой коры не только вдоль дивергентной, но и вдоль трансформной границы. Это может быть ключом к пониманию формирования внутренних линзовидных областей, осложняющих трог некоторых трансформных разломов.

Линзовидные расширения (ЛР) долины трансформного разлома (ТР) формируются в пределах активной части трансформы между двумя спрединговыми центрами (СЦ) и представляют собой морфоструктуру, состоящую из одной или нескольких субпараллельных узких и четко выраженных в рельефе троговых долин и межтруговых хребтов. Размеры структур могут составлять от нескольких десятков до нескольких сотен км в длину. Соотношение длины и ширины находится в пределах 10:1. Края ЛР в рельефе характеризуются четко обозначенными, нередко вздернутыми квестообразными уступами. Вершины линзы представляют собой примыкание двух уступов под острым углом и продолжают за пределами линзы как трансформный пассивный трог.

Одна из первых гипотез, объясняющая феномен линзовидного расширения (ТР), была предложена Марко Лиджи по итогам совместных российско-итальянских работ, проводимых в Экваториальной Атлантике в 1985–1998 гг. [2]. По мнению М. Лиджи подобные объекты возникают в ТР в условиях значительного офсета (не менее 100 км) между двумя активными СЦ. Вследствие большого температурного контраста разновозрастных литосферных плит, контактирующих по разлому, в активной части ТР возможно образование двух дугообразных сдвигов с противо-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

положной кривизной, сопряженных с двумя зонами пониженной прочности литосферы, вдоль которых происходит разнонаправленное движение смежных плит. В условиях значительного некомпенсированного локального поперечного растяжения возникают условия для формирования медианного хребта. Со временем зона разрастается и приобретает вид линзовидного расширения с множественными субпараллельными трансформными трогами и разделяющими их хребтами.

ЛР расположены преимущественно в южном полушарии. Среди них встречаются как формы с большим офсетом, образование которых можно объяснить гипотезой М.Лиджи, так и небольшие объекты с незначительным офсетом, для объяснения формирования которых нужно искать другие решения.

Активные ЛР сгруппированы нами по морфологии в три группы, соответствующие, скорее всего, разным уровням и стадиям формирования структур.

Группа А – свежая линза. Значительно углублённое расширение линзовидной формы в активной части ТР. Плановые размеры от нескольких десятков до сотни км. Краевые уступы квестообразные, один уступ, как правило, более амплитудный. Вершины ЛР совпадают с интерсектами, нодальных впадин не зафиксировано. В гравитационном поле таким ТР соответствует интенсивная отрицательная аномалия Δg линзовидной формы. Типичными представителями группы А являются разлом Агульяс (САХ, Атлантический океан) и разлом 88 градуса восточной долготы (Юго-восточный Индийский хребет, Индийский океан) (рис. 1).

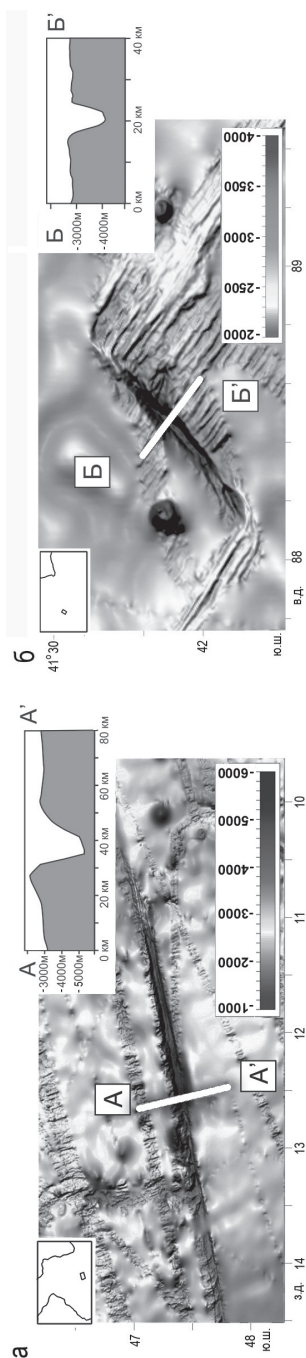


Рис. 1. Батиметрическая карта и гипсометрический профиль: а – ТР Агульяс, Атлантический океан; б – ТР 88 градуса в.д., Индийский океан (по данным GEBCO)

Рис. 2. Батиметрическая карта и гипсометрические профили ТР Романш, Атлантический океан (по данным GEBCO)

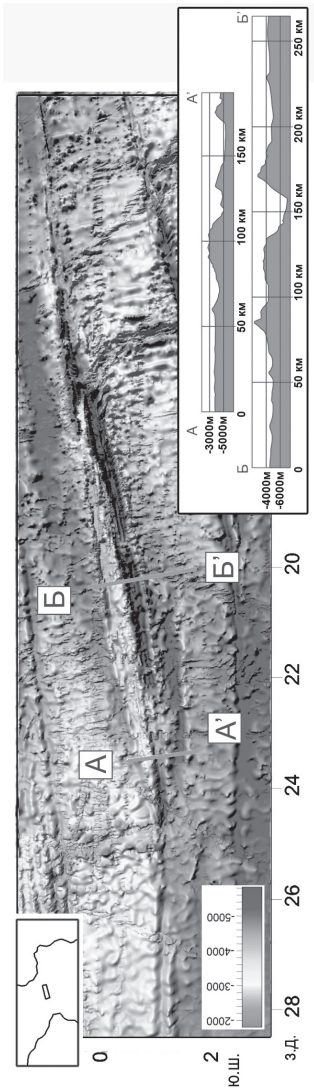
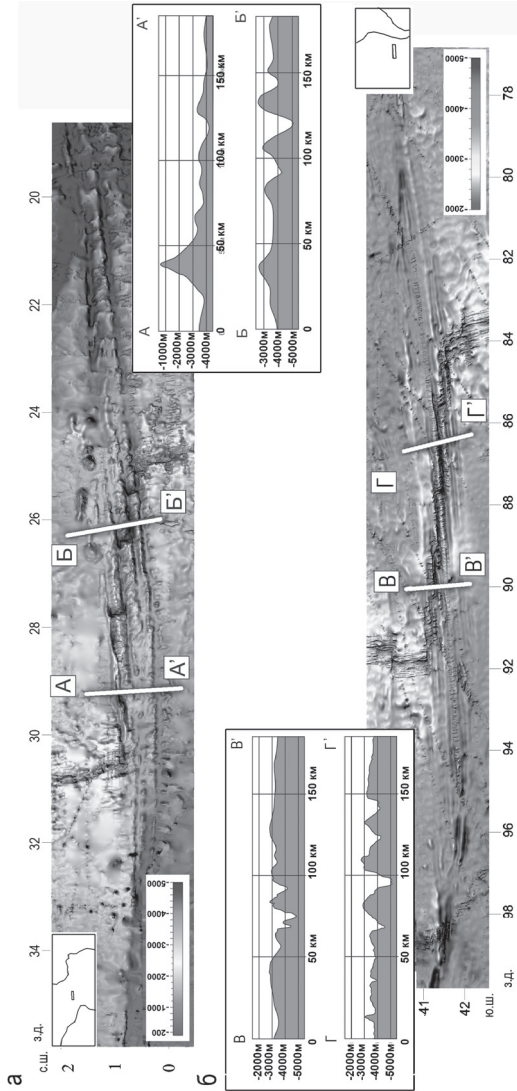


Рис. 3. Батиметрическая карта и гипсометрические профили: а – ТР Сан-Паулу, Атлантический океан; б – ТР Вальдивия, Тихий океан (по данным GEBCO)



Группа В – трансформированная линза. Крупное линзовидное образование (ЛО) в трансформных разломах с экстремальным офсетом. Сложнейшая морфология включает многочисленные кулисообразно расположенные искривленные трогои и межтроговые хребты, формирующие нередко веретёнчатый рисунок. Одна из вершин линзы выходит далеко за пределы активной части ТР, другая, как правило сопряжена с интерсектом. Краевые уступы квестообразные. Длина ЛО составляет несколько сотен и первые тысячи км, ширина 150–250 км. Примерами подобных структур являются разлом Романш в Экваториальной Атлантике (рис. 2) и разлом Эндрю-Бейн в Индийском океане.

Группа С – мультитрансформная линзовидная система (МТЛС). Крупное сложное линзовидное образование с множественными трансформными трогоми и внутренними зонами спрединга. Краевые уступы квестообразные. Вершины линзы выходят далеко за пределы активной части ТР. Длина ЛО превышает длину интерсекта более чем в два раза и составляет порядка 1.5 тыс км, ширина 150–250 км.

В активных сдвиговых районах линзовидное расширение преобразуется в линзовидную область (ЛО) с внутренними зонами спрединга. О том, что она сформировалась на месте некогда единичного трансформного разлома с большим офсетом, говорят только ограничивающие линзу краевые уступы, форма вершин линзы и их переход в единый пассивный трансформный фланг, а также скученность трансформных трогов внутри линзы. В качестве примера (рис. 3) можно привести МТЛС Сан-Паулу (Атлантический океан) и МТЛС Вальдивия (Тихий океан).

Выводы

1. Линзовидные расширения формируются на трансформных границах, где сдвиг уже не может компенсировать сложные пограничные взаимодействия. Они реализуются с формированием сложных многоуровневых трансформно-спрединговых структур.

2. Преимущественная приуроченность ЛР к активным сегментам трансформ объясняется тем, что это наиболее ослабленные места с мало-мощной корой и они становятся «слабым звеном» и наиболее чувствительны к перестройкам кинематики плит.

3. ЛР распространены преимущественно в южном полушарии, вероятно основная причина в том, что литосферные массы движутся в северном направлении и в ЮП развит существенный декомпрессионный фон, а спрединг не может в полной мере его компенсировать.

4. Выделяется три вида активных линзовидных расширений: свежая линза, трансформированная линза, мультитрансформная линзовидная система.

Литература

1. *Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y.* Plate tectonics and hotspots: The third dimension // *Science*. 1992. V. 256. 19. P.1645–1651.
2. *Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B.* Oceanic broad multifault transform plate boundaries // *Geology*. 2002. V. 30. P. 11–14.
3. *Zhang Y.S., Tanimoto T.* Ridges, hotspots and their interaction, as observed in seismic velocity maps // *Nature*. 1992. V. 355. N. 6355. P. 45–49.

**К.С. Додонов^{1,2}, А.К. Худолей^{1,2}, А.А. Багаева²,
Ю.В. Кисельников^{1,2}**

Этапы деформаций южного фланга зоны Главного Таймырского разлома в районе полуострова Челюскин (Северный Таймыр)

Тектоническая история Таймыро-Североземельской складчато-надвиговой области продолжительна и содержит несколько этапов деформаций от докембрия до мезозоя [1, 2, 4]. Главным этапом традиционно считается позднемезозойский, когда в результате коллизии Карского блока и Сибирского кратона был сформирован пакет тектонических покровов юго-восточной вергентности. Сутурой между двумя блоками принято считать Главный Таймырский разлом (ГТР) [1]. В то же время, в южной зоне в деформацию вовлечены и пермско-триасовые, локально и юрские породы, а данные трекового анализа свидетельствуют о широком распространении позднемезозойских деформаций [6]. В ходе полевых работ, проводимых ФГБУ «ВСЕГЕИ», нами была предпринята попытка выделить и охарактеризовать этапы деформаций в пределах южного фланга ГТР.

В пределах района работ развиты породы от неопротерозойского до мезозойского возраста. Неопротерозойские породы слагают нижний структурный ярус и представлены вулканитами островодужной серии, вулканогенно-осадочными толщами пестрого состава, переслаивающиеся с близковозрастными терригенными и карбонатными отложениями. По-

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

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

роды данного структурного яруса метаморфизованы от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Породы верхнего венда – нижнего палеозоя залегают на породах неопротерозоя с угловым несогласием и слагают средний структурный ярус. Они представлены прибрежно-морскими терригенно-карбонатными и более глубоководными терригенными породами. Степень метаморфизма данных отложений не превышает зеленосланцевую фацию, однако вблизи ГТР терригенные породы милонитизированы и превращены в парагнейсы. Породы нижнего и среднего структурных ярусов прорваны интрузиями гранитоидов позднепалеозойского–раннемезозойского возраста [3, 7, 9].

Верхний структурный ярус представлен аллювиальными, озерными, озерно-болотными и прибрежно-морскими отложениями юрско-раннемелового возраста, перекрывающие породы нижнего и среднего ярусов с резким угловым несогласием. Данные породы не метаморфизованы и распространены в депрессиях, перекрытых четвертичным чехлом [5].

Проведенные исследования позволили выделить четыре этапа деформаций в породах неопротерозоя – палеозоя, характеризующие сложную структурную эволюцию южного фланга ГТР в районе полуострова Челюскин. Структуры первого этапа (D1) распространены только в неопротерозойских породах (нижний структурный ярус) и характеризуются пластическими деформациями, происходившими в процессе метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации. Они представлены σ структурами, а также S- и Z-складками. Также для данной фазы характерны мощные до 10 метров сложнодеформированные зоны смятия, сложные опрокинутые, близкие к лежачим складки с пологопадающими на юго-восток осевыми плоскостями, осложненные более мелкими складками. Все индикаторы перемещений указывают на надвигание в северо-западном направлении.

Структуры второго и последующих этапов отмечаются как в неопротерозойских породах, так и в перекрывающих их венд-нижнепалеозойских комплексах среднего структурного яруса. Наиболее широко развиты структуры второго этапа (D2), характеризующиеся преобладанием пластических деформаций. Широко развиты δ и σ структуры, запрокинутые на юго-восток шевронные складки и образующие с ними единую структурную ассоциацию разрывные нарушения с преобладанием взбросо-надвиговой составляющей. При общей вергентности структуры и направлении надвигания на юго-восток, была задокументирована единичная серия опрокинутых на северо-запад складок с размахом крыльев не более 15 метров.

Структуры третьего этапа (D3) образуют сложную ассоциацию, маркирующую лево-сдвиговое перемещение в зонах, параллельных простиранию ГТР. Индикаторы перемещения данного этапа представлены преимущественно S-складками различного масштаба с крутопадающими

шарнирами, небольшими флексурами, а также зеркалами скольжения на поверхностях разрывных нарушений, наложенных на структуры более ранних этапов деформаций.

Структуры четвертого этапа (D4) характеризуются постметаморфическими хрупко-пластическими и хрупкими деформациями. Они представлены кинк-зонами и ремобилизованными хрупкими разломами с взбросовой составляющей. Структуры (D4) наложены не только на структуры более ранних этапов деформаций, но также распознаются и в позднепалеозойских гранитных массивах. Они не несут признаков воздействия более поздних деформаций, и в исследуемом регионе деформации указывают на надвигание в юго-восточном направлении.

Задокументированные в исследуемом регионе деформации D1 типичны только для неопротерозойских пород. Данный этап деформаций завершился до начала накопления венд-нижнепалеозойских отложений среднего структурного яруса и коррелируется нами с тиманской орогенией. Сходное направление перемещений отмечалось в метаморфических толщах и ранее [8], но они без какого-либо обоснования были отнесены к нижнему палеозою. Единичные складки северо-западной vergentности, задокументированные нами в породах среднего структурного яруса вблизи ГТР, скорее связаны с обратными надвигами этапа D2, чем являются реликтом деформаций этапа D1. Тем не менее, возраст складок северо-западной vergentности остается дискуссионным и для его определения необходимы дополнительные исследования. Повсеместное распространение структур этапа D2 свидетельствует, что этот этап деформаций имел постордовикский возраст, был наиболее интенсивным в регионе и связывается нами с позднепалеозойской складчатостью. Идентифицированные нами структуры D3 указывают на широкое развитие сдвиговых перемещений и тесно ассоциируют с позднепалеозойскими гранитными массивами, вероятно, фиксируя заключительные фазы позднепалеозойской складчатости. Последний этап деформаций моложе гранитных интрузий и, по-видимому, связан с мезозойскими фазами складчатости, широко развитыми в южной зоне Таймыро-Североземельской складчато-надвиговой области [6].

Литература

1. *Верникоковский В. А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996, 205 с.
2. *Погребницкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с. (Тр. Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики; Т. 166).
3. *Проскурнина М.А., Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Ларионов А.Н.* Кольцевые интрузивы Беспаятнинского ареала: проявления шошонит-латитового

магматизма на Северном Таймыре // Региональная геология и металлогения. 2019. № 79. С. 5–22.

4. Уфлянд А.К., Натанов Л.М., Лопатин В.М., Чернов Д.В. О тектонической природе Таймыра // Геотектоника. 1991. № 6. С. 76–93.

5. Шнейдер Г.В. Юрские отложения Северного Таймыра (п-ов Челюскин) // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. Сыктывкар: Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, 2020. С. 243–247.

6. Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A. et al. 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. et al. Late Palaeozoic magmatism of Northern Taimyr: new insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic // International Geology Review. 2021. V. 63. P. 1990–2012.

8. Pease V. Chapter 20: Eurasian orogens and Arctic tectonics: An overview // Geological Society Memoir. 2011. V. 35. P. 311–324.

9. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A., Proskurnin V. et al. 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. V. 10. 571.

**Е.П. Дубинин¹, Д.А. Рыжова¹, А.И. Чупахина¹,
А.Л. Грохольский¹, А.А. Булычев²**

Тектоническое строение антарктического сектора Южной Атлантики

На основании обобщения батиметрической и геофизической информации установлены закономерности характеристик аномальных геофизических полей и выявлены диапазоны значений геофизических аномалий, характерные для подводных поднятий разных типов, расположенных в

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

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

районе антарктического сектора Южной Атлантики. Различная морфологическая и геофизическая выраженность структур свидетельствуют об их различном происхождении и помогает восстановить условия их формирования и развития в свете пространственно-временной эволюции литосферы данного региона. Значительные различия в наблюдаемых батиметрических и геофизических характеристиках отмечаются между океаническими котловинами разного возраста, предполагаемыми блоками с континентальной корой (Фолклендское плато, банка Мориса Юинга), современными и палеоспрединовыми хребтами. Близкие характеристики имеют внутриплитные подводные поднятия и плато магматического генезиса.

По результатам плотностного моделирования построены модели глубинного строения коры и литосферы для следующих структур: Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, плато Агульяс, поднятия Айлос Оркадас, Метеор, Северо-Восточная Георгия, Мод, банка Мориса Юинга, Фолклендский бассейн, южный сегмент Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ), котловина Агульяс и др.

Результаты моделирования, полученные при детальном анализе строения коры для исследуемых поднятий, были интегрированы в трансатлантических профилях, пересекающих в субширотном направлении всю акваторию Южной Атлантики от Фолклендского плато до Мадагаскарского хребта. Определены вариации в значениях плотностей и мощностей коры для различных структур и установлено блоковое строение литосферы.

Основываясь на моделях эволюции литосферы антарктического сектора Южной Атлантики и результатах плотностного моделирования выделены основные типы коры, слагающие структуры данного региона.

1. Континентальная кора прилегающих материков.
2. Молодая океаническая кора современных спрединговых хребтов (ЮСАХ, Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ), Американско-Антарктический хребет (ААХ)).
3. Древняя океаническая кора палеоспрединовых хребтов (хребет Агульяс и др.) и прилегающих котловин.
4. Утоненная континентальная кора (север Мозамбикского хребта, поднятие Бейра).
5. Утоненная континентальная кора, осложненная плюмовым магматизмом (центр Мозамбикского хребта, возможно север плато Агульяс, банка Мориса Юинга).
6. Утолщенная за счет андерплейтинга океаническая кора подводных поднятий (Мадагаскарский хребет, юг Мозамбикского хребта, юг плато Агульяс, поднятия Мод и Северо-Восточная Георгия, поднятия Айлос Оркадас и Метеор).

На основе морфоструктурного анализа и анализа потенциальных полей и их трансформант выявлены участки коры с разными характеристиками потенциальных полей и разноглубинными плотностными неоднородностями в коре и подкорковой мантии. Для каждого типа аномалий было проведено площадное районирование литосферы, выделены области, отличающиеся по характеру аномальных гравитационного и магнитного полей, строению и истории развития литосферы. Результаты, полученные при структурном районировании каждого типа аномалий, были интегрированы в единой тектонической схеме, которая отражает гетерогенное блоковое строение коры и литосферы и свидетельствует о ее сложной эволюции, для которой были характерны неоднократные кинематические перестройки геометрии границ плит, инициированные активной деятельностью горячих точек Шона, Буве, Дискавери. Границами между блоками, сформированными на разных спрединговых хребтах (ЮЗИХ, ЮСАХ, ААХ и хребте Агульяс) являются пассивные следы трансформных разломов или палеодивергентные границы плит. Последние, представляют собой либо палеоспрединговые хребты (Агульяс), либо шовные зоны, сформированные в результате перескоков осей спрединга, как правило, выраженные в поднятиях (Метеор и Айлос Оркадас, Северо-Восточная Георгия, Агульяс) и разделяющие разновозрастные блоки литосферы, либо псевдоразломы – следы продвижения спредингового хребта в пределы старой океанической литосферы.

С помощью физического моделирования выявлены условия формирования подводных поднятий. Моделирование позволило экспериментально показать возможность формирования Мозамбикского хребта как узкого линейно-вытянутого континентального блока, а также формирования континентальной структуры – выступа фундамента поднятия Бейра путём частичного отделения от континентальной окраины.

Результаты экспериментов показали, что наличие линейных структурных неоднородностей и горячей точки в районе Мозамбикской окраины приводило к ослаблению континентальной литосферы в модели. Ось расположенного рядом с континентом спредингового хребта испытывала перескок в зону этого ослабления, т.е. в сторону континентальной окраины. В результате перескока формировался линейно вытянутый блок, не полностью отделенный от континентальной окраины.

Эксперименты показали, что формирование микроконтинентального блока поднятия Бейра связано со встречным продвижением рифтовых трещин и образованием области их перекрытия. В результате перескока рифтовые трещины соединились в единую зону, на которой продолжалась аккреция океанической коры. Микроблок перекрытия с утоненной континентальной корой оставался при этом около континентальной окраины.

На основании физического моделирования получено экспериментальное обоснование условий формирования подводных поднятий разных типов вдоль трансатлантического профиля и построена модель эволюции литосферы, включающая следующую последовательность событий: 1) спрединг в котловине Транскей; 2) формирование крупной магматической провинции плато Агульяс и одноименного спредингового хребта; 3) спрединг на хребте Агульяс и формирование парных сопряженных структур плато Агульяс и поднятия Северо-Восточная Георгия в результате раскола единого плато Агульяс; 4) аккреция океанической коры на спрединговом хребте Агульяс (формирование котловины Агульяс), 5) перескок оси спрединга хребта Агульяс под влиянием второй фазы магматической активности горячей точки Шона и формирование нового спредингового сегмента – ЮСАХ и сопряженных поднятий Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих начальное место его формирования, 6) аккреция океанической коры на ЮСАХ.

Результаты моделирования показали, что в эволюции литосферы антарктического сектора Южной Атлантики важнейшую роль сыграла плюмовая активность, имеющая несколько фаз активизации, которая инициировала кинематические реорганизации границ плит и формирование подводных поднятий магматической природы.

Таким образом, на формирование морфоструктурного плана и эволюцию литосферы этого региона решающее влияние оказали следующие факторы: 1) пространственно-временная миграция Южно-Американской, Африканской и Антарктической литосферных плит, разделенных разными спрединговыми хребтами соединяющимися в зонах тройных сочленений; 2) существование континентального блока Фолклендского плато в пределах Южно-Американской плиты, которое могло служить структурным барьером на пути продвигающейся с севера в южном направлении рифтовой зоны сегмента САХ; 3) наличие первой фазы плюмовой магматической активности, сформировавшей структуру плато Агульяс, в месте соединения трех рифтовых ветвей (восточной – ЮЗИХ, северной – хребет Агульяс и юго-западной – спрединговый хребет уходящий в море Уэдделла), каждая из которых генерировала свою кору, разделившую единое плато Агульяс на три блока: собственно, плато Агульяс, поднятие Северо-Восточная Георгия и возможно поднятие Мод; 4) наличие второй фазы магматической активности, связанной с деятельностью горячей точки (в природе Шона) на океанической коре котловины Агульяс, вблизи окраины Фолклендского плато, могло стимулировать продвижение к югу сегмента САХ. Следствием этого был перескок оси спрединга, выразившийся в отмирании спредингового хребта Агульяс, формировании сегмента ЮСАХ и шовных зон Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих место его первоначального заложения и разделяющих разновозрастные

блоки литосферы, сформированные на палеохребте Агульяс и южном сегменте САХ.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда проект № 22-27-00110.

А.С. Егоров¹, А.С. Агеев¹

Тектоническое районирование и последовательность формирования консолидированной коры Северной Евразии и прилегающего шельфа

Тектоническое районирование Северной Евразии выполнено в рамках плейт-тектонической парадигмы с использованием геофизической «зонально-блоковой модели земной коры» [2–4]. Эта модель сопровождается результатами геотектонической интерпретации комплекса региональной геофизической информации вдоль опорных геофизических профилей (геотраверсов). При построении авторской схемы и глубинных разрезов обеспечивается их строгая увязка не только по положению картографируемых элементов, но и унифицированными условными обозначениями. Геотектоническое моделирование главных структурно-вещественных неоднородностей земной коры открывает путь к реконструированию последовательности геотектонических процессов во времени и пространстве в форме палинспастических и палеогеографических схем.

Наиболее древний палеогеографический срез отражает современное расположение кратонов (Балтии и Сибирского). Особенности глубинного строения кратонов определяются расположением блоков с архейской континентальной корой и раннепротерозойских шовных зон. В сечении профилей МОВ-ОГТ «1-ЕВ» (данные ФГБУ Спецгеофизика) и АМТЗ (СПб горный университет) Печенгская палеорифтогенная структура в районе заложения Кольской сверхглубокой скважины моделируется как наклоненная в юго-западном направлении верхнекоровая пластообразная структура, не имеющая очевидного проявления на глубинных уровнях земной коры. Другой тип раннепротерозойских шовных зон оценивается по данным магнитотеллурического зондирования в сечении профиля 22, выполненного И.С. Фельдманом (Центр ЭМИ). Обширный низкоомный

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

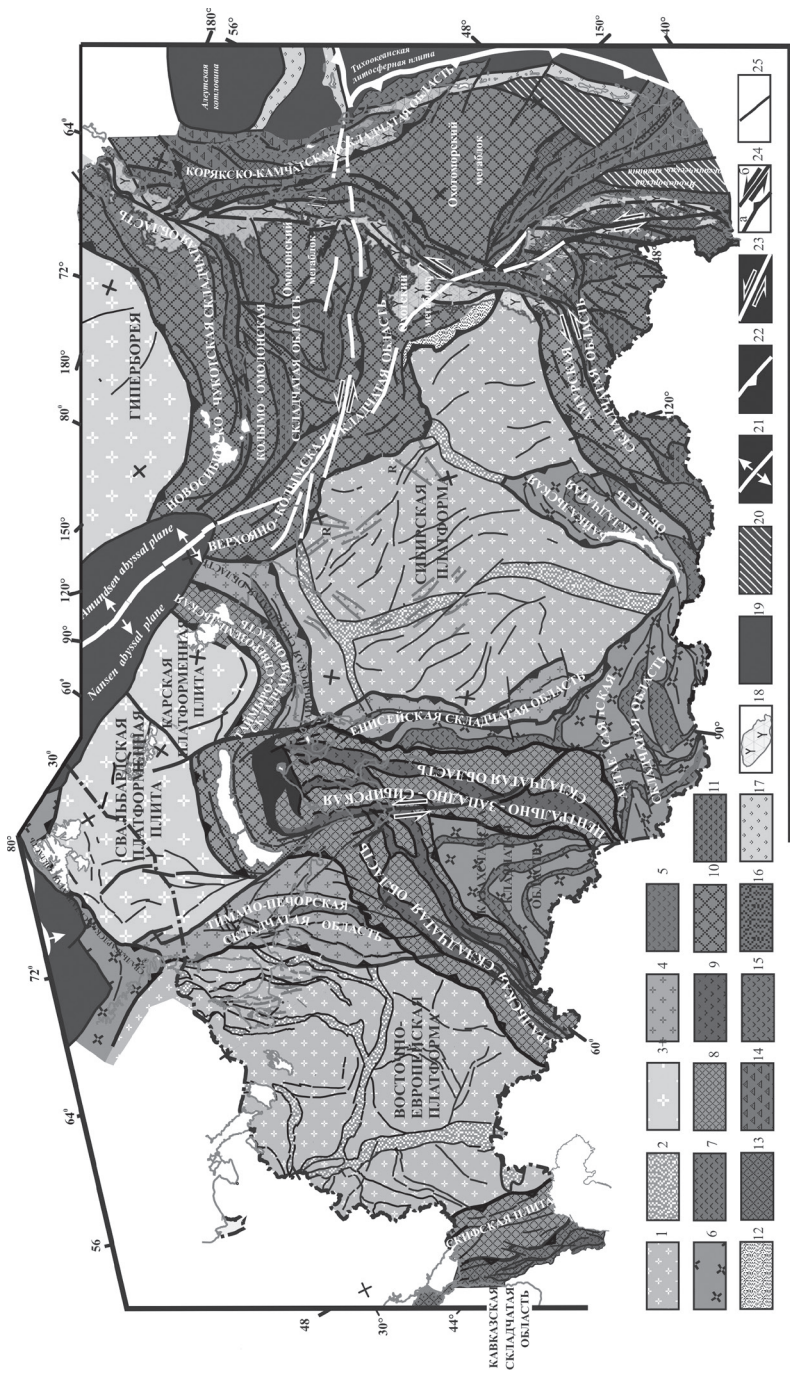
(менее 100 Ом) ареал трассирует столбообразную морфологию сутурной зоны от кровли консолидированной коры до ее подошвы [11].

Консолидированная кора Арктики в значительной мере формируется палеоплитами Свальбард (Баренцевоморская), Карская, Гиперборея. Представительные разрезы Евразийского сектора выполнены вдоль геотраверсов АР-2 и АР-4 (данные ФГБУ Севморгео); Амеразийского – системой профилей ВНИИОкеангеология [1, 7, 9, 10, 12]. На опорных сечениях отображается кора континентального типа, сформированная, предположительно, в ходе гренвилльской эпохи тектоногенеза.

Байкальские геоструктуры представлены Тимано-Печорской, Енисейской и Таймырской складчатыми областями. Общим для глубинных разрезов является выделение в их осевых частях обширных сутурных зон, выполненных рифейскими островодужными комплексами и офиолитами. Интерпретационный разрез в сечении профиля ГСЗ «Гранит» (Центр ГЕОН, ВСЕГЕИ) отражает положение обширной Верхне-Печорской сутурной зоны и строение деформированных окраин палеоплит Балтия и Большеземельская. Наиболее представительным сечением байкалид является разрез Енисейской складчатой области, выполненный в сечении профиля МОВ-ОГТ «Батолит» (ФГБУ Енисейгофизика). На разрезе обоснованы клиновидная морфология и узкий глубинный канал Исааковской сутурной зоны и характер деформаций смежных Сибирской и Нядояхской палеоплит.

Каледонские орогенные структуры представлены складчатыми сооружениями Скандинавии, Казахстанской, Алтае-Саянской и севера Байкальской СО. Представительные глубинные разрезы отработаны в сечениях

Рисунок. Условные обозначения: 1–19 – структурно-вещественные подразделения: 1, 2 – древние платформы: 1 – блоки, 2 – межблоковые зоны; 3 – гренвилльские складчатые области (СО); 4, 5 – байкальские СО: 4 – блоки, 5 – межблоковые зоны; 6, 7 – каледонские СО: 6 – блоки, 7 – межблоковые мегазоны; 8, 9 – герцинские СО: 8 – блоки, 9 – межблоковые зоны; 10–12 – киммерийские СО: 10 – блоки, 11, 12 – межблоковые мегазоны, выполненные комплексами островных дуг (11) и интратектонических рифтов (12); 13–16 – альпийские СО: 13 – блоки, межблоковые зоны, выполненные комплексами аккреционной призмы (14), островных дуг (15), нерасчлененными комплексами аккреционной призмы и офиолитами (16), 17 – современные островные дуги, 18 – вулканогенные комплексы активных континентальных окраин, 19 – океаническая литосфера, 20 – ареалы с корой переходного (континент–океан) типа; 21 – зоны океанического спрединга; 22 – субдукционные зоны; 23 – современные региональные сдвиги; 24 – надвиговые границы складчатых областей (а) и региональные сдвиги (б); 25 – прочие разрывные нарушения



геотраверсов ГСЗ «Гранит» и «Базальт», на которых отображается морфология блоков (палеоплит) и сутурных зон. Казахстанская и северный фланг Алтае-Саянской СО на рассматриваемой территории перекрыты мезозойскими осадками Западно-Сибирской геосинеклизы.

Глубинная морфология герцинских Уральской, Центрально-Западно-Сибирской, Таймыро-Североземельской и Скифской СО изучена в сечениях геотраверсов ГСЗ «Гранит», Эмба-Колпашево (Центр ГЕОН), 4-АР (ФГБУ Севморгео). Наиболее представительное сечение вдоль геотраверса МОВ-ОГТ «Уралсейс» (ФГБУ Спецгеофизика) отображает преимущественно континентальный тип разреза земной коры Урала: блоки формируют более 90% объема его коры. Сутурные зоны клиновидной морфологии с узкими полого погружающимися глубинными каналами занимают остаточное пространство. На разрезе показан верхнекоровой уровень большинства разрывных дислокаций СО; глубинное заложение имеют лишь тектонические границы сутурных зон, имеющих надвиговую и сдвиговую кинематику [6, 8].

К киммерийским орогенным структурам отнесены раннекиммерийская Пайхой-Новоземельская СО и позднекиммерийские Новосибирско-Чукотская, Верхояно-Колымская, Колымо-Омолонская, Охотско-Чукотская СО, а также Амурская и юг Байкальской СО. Представительный разрез Пайхой-Новоземельской СО, выполненный авторами вдоль геотраверса 2-АР, отражает ее заложение на восточной окраине Баренцевоморской палеоплиты с развитием интенсивных складчато-надвиговых деформаций [5, 7]. Представительное сечение Охотско-Чукотской коллизионно-активноокраинной СО выполнено вдоль геотраверса 2-ДВ (данные ФГБУ Севморгео). Эти построения отображают заложение на окраине Азиатской палеоплиты вулканоплутонического пояса и развитие вдоль ее границы с Охотомоской палеоплитой одноименной сутурной зоны; испытывающей общее погружение в западном направлении [5]. Строение Амурской и юга Байкальской СО изучено вдоль профиля «Битум» (Центр ГЕОН, ВСЕГЕИ). Доминирующая структура этого региона (Монголо-Охотский шов) наиболее контрастно проявляется на восточном фланге профиля, где моделируется мощный клин, выполненный палеозойскими–ранне-мезозойскими комплексами аккреционной призмы. Но и в этих сечениях основной объем коры СО выполнен блоками с древней континентальной корой.

Альпийские структуры представлены Кавказской, Корякско-Камчатской, Сихотэ-Алиньской СО и композитной Сахалинской мегазоной. В их глубинном строении также участвуют континентальные блоки и межблоковые сутурные зоны.

В пределах арктического региона выделяется современный срединно-океанический хребт Гаккеля, обрамляемый океаническими бассейнами

Нансена и Амундсена. Трансформным продолжением хребта в пределах континента является Арктическо-Азиатская сдвиговая зона, протягивающаяся в восточном направлении до Алеутской субдукционной зоны. Вдоль современной границы Евразии развиваются Алеутская и Курильская островные дуги, маркирующие границы Тихоокеанского океанического бассейна.

Таким образом, исследования глубинного строения севера Евразийского континента и прилегающего шельфа Арктики и Охотского моря выполнены с опорой на следующие методологические приемы:

– схемы и разрезы строения земной коры воспринимаются как тектонические модели, выполняются в единой научно-теоретической идеологии с использованием унифицированной системы условных обозначений и увязанных по формальным параметрам.

– параметры зонально-блоковой геофизической модели уверенно преобразуются на язык тектоники литосферных плит, что обеспечивает повышение достоверности расшифровки разнообразных структурно-вещественных неоднородностей земной коры;

– обязательным компонентом этих комплексных исследований является изучение истории формирования геоструктур литосферы в форме палинспастических и палеогеографических схем и разрезов.

Литература

1. Винокуров И.Ю., Беляев И.В., Егоров А.С., Каленич А.П., Матвеев Ю.И., Прудников А.Н., Рослов Ю.В. Глубинная модель и особенности эволюции Баренцево-Карского региона // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 102–106.

2. Егоров А.С. Развитие научно-методического подхода к глубинному геолого-геофизическому моделированию земной коры и верхней мантии с использованием данных геотраверсов // Каротажник. 2008. №. 12 (177). С. 7–19.

3. Егоров А.С. Тектоническое районирование российской Арктики и смежных регионов с учетом особенностей глубинного строения земной коры и возраста складчатости // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы L Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2018. С. 159–161.

4. Егоров А.С., Белевская Е.С. Методический подход к тектонической интерпретации моделей глубинного строения земной коры // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. С. 160–165.

5. Егоров А.С., Большакова Н.В., Калинин Д.Ф., Агеев А.С. Глубинное строение, тектоника и геодинамика Охотоморского региона и структур его складчатого обрамления // Записки Горного института. 2022. Т. 257. С. 703–719.

6. *Егоров А.С.* Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России) // СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 200 с.

7. *Егоров А.С., Смирнов О.Ю.* Структурные и петрофизические характеристики внутриплитных геодинамических обстановок Баренцево-Карского региона и северной окраины Евразийского континента // Записки Горного института. 2012. Т. 197. С. 50–58.

8. *Egorov A.S., Mukhin V.N., Nekhorosheva A.G., Chistyakov D.N.* Deep structure and geodynamic of the east flank of the Uralian fold belt (on evidence derived from global geoscience transects-GGT) // Europrobe Workshop Uralides. Moscow, February 15–16, 1998. P. 188–189.

9. *Egorov A.S., Prischepa O.M., Nefedov Y.V., Kontorovich V.A., Vinokurov I.Y.* Deep structure, tectonics and petroleum potential of the western sector of the Russian arctic // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. V. 9. N 3. P. 1–26.

10. *Egorov A.S., Vinokurov I.Y., Telegin A.N.* Scientific and methodical approaches to increase prospecting efficiency of the Russian Arctic shelf state geological mapping // Journal of Mining institute. 2018. V.233. P. 447–458.

11. *Litvinenko V.S., Ermolin E., Ingerov O., Egorov A.S., Zhamaletdinov A.A.* Magnetotelluric investigation across the Kola Super Deep Hole area // Extended Abstract, 22nd EM Induction Workshop, Weimar, Germany, August 24–30, 2014.

12. *Yuan X., Egorov A.S.* Arctic ocean-Eurasia-Pacific ocean geoscience transect // Beijing. 2000. Publication №276 of the International Lithosphere program: GGT-21.

В.Б. Ершова^{1,2}, А.В. Прокопьев³

Обломочные рутилы и реконструкция источников сноса кластики на примере верхнетриасовых и юрских отложений архипелага Земля Франца-Иосифа

В последние годы значительно возрос интерес к реконструкции геологической истории осадочных бассейнов с использованием изотопно-геохронологических, изотопно-геохимических и термохронологических ме-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

тодов. U-Pb датирование обломочных цирконов стало рутинным методом при изучении источников сноса кластики. Это во многом определяется большим содержанием зерен цирконов в тяжелой фракции песчаников, хорошо поставленной методикой датирования и наличием многочисленных лабораторий для проведения аналитических работ. При этом у цирконов есть и ряд особенностей, которые усложняют реконструкцию источников сноса, основанную на датировании только этого минерала. Главная проблема – это способность цирконов к многократному перетолжению в ходе осадочных процессов. Поэтому зачастую широкий спектр распределения возрастов обломочных цирконов свидетельствует не о возрасте магматизма и метаморфизма в источнике сноса, а о провенанс-сигнале в осадочных и метаосадочных породах, попавших в области размыва. Эта проблема во многом определила разработку различных аналитических методик по U-Pb датированию других минералов тяжелой фракции – апатитов, рутилов, титанитов и др. Для рутилов разработана не только методика U-Pb датирования, но и проводятся измерения содержания редкоземельных и малых элементов, как индикаторов состава и степени метаморфизма пород в источнике сноса [3–5].

Нами проведено U-Pb датирование и выполнены определения концентраций редкоземельных и малых элементов из обломочных рутилов верхнетриасовых и юрских отложений архипелага ЗФИ, как продолжение исследований по реконструкции источников сноса кластики на основе U-Pb датирования цирконов, проведенных ранее [1].

Были исследованы три образца: 7-v15-9 (васильевская свита, верхний триас) и 11-v15-1 (ганзинская свита, кимериджский ярус) с острова Земля Вильчека; 15AP30 (тегетхофская свита, нижняя юра) с острова Галля.

В образце 7-v15-9 (васильевская свита, верхний триас) архей-неопротерозойские обломочные рутилы единичны. Палеозойские рутилы группируются в несколько значимых популяций с возрастными – 500, 450, 420, 380, 350, 330, 300 и 260 млн лет.

В образце 15AP30 докембрийские рутилы единичны, а основные популяции палеозойских зерен следующих возрастов – 450, 350, 360 и 210 млн лет.

В образце 11-v15-1 докембрийские рутилы единичны, а палеозойские зерна образуют возрастные пики 450, 430, 330, 300, 260 млн лет.

Во всех датированных зернах также были измерены содержания редкоземельных и малых элементов. Содержание Zr позволяет определить температуру кристаллизации рутилов, основываясь на zirconium-in-rutile thermometer, предложенном Tomkins et al., 2017 [2]. Во всех образцах преобладают рутилы с температурой кристаллизации 550–750 °C, что свидетельствует об амфиболитовой стадии метаморфизма пород в источнике сноса. Рутилы зеленосланцевой (<550 °C) и гранулитовой (>750 °C) фа-

ций метаморфизма составляют от 6 до 38% в проанализированных образцах. Соотношение содержаний Cr и Nb позволяет разделить рутилы, природа которых связана с метаморфизованными магматическими породами основного состава и с метаморфизованными пелитами [3]. Большинство проанализированных зерен из изученных образцов по содержанию Cr и Nb относятся к метаморфизованным пелитам.

Выводы

1. U-Pb датирование обломочных рутилов показало, что в исследованных образцах преобладают зерна палеозойского возраста. Источником раннепалеозойских рутилов, вероятно, были метаморфические породы, образовавшиеся в процессе каледонского орогенеза, а рутилы каменноугольно-пермского возраста могли поступать в бассейн осадконакопления при размыве магматических и метаморфических пород, сформированных при закрытии Уральского океана.

2. Геохимические характеристики рутилов указывают на преимущественно амфиболитовую стадию метаморфизма пород метапелитового состава в источниках сноса.

Благодарности. Исследование выполнено при частичной поддержке гранта РФФ № 21-17-00245.

Литература

1. *Ershova V., Prokopiev A., Stockli D., Kurapov M., Kosteva N., Rogov M., et al.* Provenance of the Mesozoic succession of Franz Josef Land (north-eastern Barents Sea): Paleogeographic and tectonic implications for the High Arctic // *Tectonics*. 2022. V.41. e2022TC007348. <https://doi.org/10.1029/2022TC007348>
2. *Tomkins H.S., Powell R., Ellis D.J.* The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer // *J. Metamorphic Geology*. 2007. V.25. P.703–713.
3. *Triebold S., von Eynatten H., Zack T.* A recipe for the use of rutile in sedimentary provenance analysis // *Sedimentary Geology*. 2012. V.282. P. 268–275, doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.09.008.
4. *Zack T., Kronz A., Foley S.F., Rivers T.* Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists // *Chemical Geology*. 2002. V.184. P. 97–122, doi: 10.1016/S0009-2541(01)00357-6.
5. *Zack T., Stockli D.F., Luvizotto G.L., Barth M.G., Belousova E., Wolfe M.R., Hinton R.W.* In situ U–Pb rutile dating by LA-ICP-MS: ²⁰⁸Pb correction and prospects for geological applications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V.162. P. 515–530, doi: 10.1007/s00410-011-0609-4.

Платформенный анализ перспектив нефтегазоносности древних континентальных плит России

Территория России занимает северную часть Евразийской литосферной плиты и включает в себя пять платформ, разного времени образования, содержащих осадочные бассейны, обладающие нефтегазоносностью: Скифская (герцинский фундамент), Восточно-Европейская (добайкальский), Тимано-Печорская (байкальский), Западно-Сибирская (гетерогенный), Сибирская (добайкальский). Перечисленные платформы тесно контактируют между собой, влияют на особенности геологического развития друг друга, в том числе и на нефтегазоносность. Одним из направлений дальнейшего развития нефтегазовой геологии может выступать платформенный анализ земной коры (ЗК), под которым понимается изучение геологического строения литосферы, посредством анализа особенностей формирования и взаимоотношений плит, обуславливающих нефтегазоносность их осадочного чехла [1, 4].

Анализ тектонической активности планеты за период накопления современного осадочного чехла, по количеству проявлений складчатости на планете, позволил установить циклический характер развития ЗК. Современная составляющая является, как минимум четвёртым циклом формирования последней. Разработана пятистадийная последовательность развития в каждом цикле, в условиях взаимоотношений ядро, мантия, ЗК.

На основе изучения отложений, максимальный возраст которых оценивается в 1.6 млрд лет, методом последовательного укрупнения площадей и обобщения частных разрезов, были составлены сводные разрезы Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Проведённый формационный анализ, по содержанию терригенных компонентов, позволяет выявить внутреннюю структуру осадочного чехла. В составе осадочного чехла рассматриваемых древних платформ, выделяются три структурно-формационных комплекса (снизу–вверх): базальный (БСФК), карбонатный (КСФК) и терригенный (ТСФК), которые в совокупности формируют трансгрессивно-регрессивный мегацикл. Трансгрессивная часть сложена БСФК, область максимального затопления – КСФК, а регрессивную составляющую характеризует ТСФК.

¹ Горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

² Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия

Наряду с вышеизложенными материалами проведено картирование распространения осадков рифейского возраста, составляющих большую часть БСФК, которое показывает, что рассматриваемые отложения приурочены к краевым зонам и авлакогенным прогибам древних платформ, а в центральной части платформ, непосредственно на кристаллическом фундаменте, залегают отложения КСФК. Приведённые данные позволяют реконструировать концептуальную модель формирования осадочного чехла древних платформ (рисунок).

Согласно представленной модели, на начальных этапах геологического развития происходила пенеplanation поверхности платформ, формировались коры выветривания по породам фундамента, терригенные осадки выносились и накапливались по обрамлению кристаллического цоколя, где формировались в условиях пассивных континентальных окраин многокилометровые толщи пород, обогащённые ОВ (кочергатская свита в Иркутском Прибайкалье, калтасинская в Пермском Приуралье). На основе анализа контактов древних плит с пограничными платформами выделены три типа контактов, которые могут влиять на нефтегазоносность.

По современным представлениям, генерация УВ и формирование залежей нефти и газа в породах осадочного чехла возможны при содержании ОВ в продуцирующей толще не менее 0.1 г/см^3 , в противном случае образованные УВ рассеиваются по осадочному чехлу [2]. В обычных условиях накопление органики в осадочных толщах близко к пороговому значению,

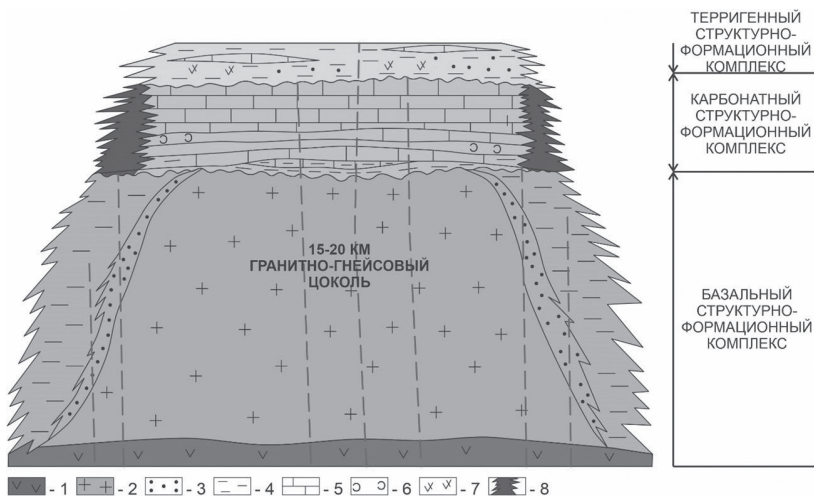


Рисунок. Концептуальная модель формирования осадочного чехла древних платформ: 1 – базальты; 2 – гранито-гнейсы; 3 – песчаники; 4 – аргиллиты; 5 – карбонаты; 6 – соль; 7 – эффузивы; 8 – рифовые постройки

но при этом выявляются крупные запасы нефти и газа в многочисленных месторождениях, превышающие возможности генерации УВ. Следовательно, имеются отложения, обладающие повышенным продуцированием нефти и газа. Очевидно, что такие отложения могут формироваться только в условиях некомпенсированного осадконакопления, когда увеличивается длительность осадочного процесса, снижаются темпы накопления осадка, а ОВ захороняются в обычном режиме, вследствие этого происходит значительное обогащение породы органикой. Опыт изучения древних платформ позволяет выделить три области развития некомпенсированного осадконакопления:

- перикратонные части платформ, в условиях пассивных континентальных окраин, где накапливаются значительные по объёму толщи глинистых осадков, обогащённые ОВ;

- мелководные отложения, приуроченные к начальным этапам карбонатного осадконакопления. Широко известные доманиковская (на Восточно-Европейской платформе) и куонамская (на Сибирской) свиты;

- осадочное выполнение рифтовых структур (Камско-Кеннельская система прогибов, Московская синеклиза).

В обозначенных областях содержание ОВ варьирует от 3–5 до 10–15%. Разница с фоновыми значениями настолько велика, что толщи, сформированные в условиях некомпенсированного осадконакопления, выступают как основные генераторы УВ. По масштабам осадконакопления первостепенное значение имеет первая из выше перечисленных областей. Исходя из этого, ограничимся анализом её влияния на нефтегазоносность древних платформ севера Евразийской литосферной плиты. Поскольку перикратонные части платформ входят в состав краевых систем последних, целесообразно рассмотреть нефтегазоносность в этом, расширенном варианте, что позволит более полно отразить развитие нефтематеринских свит, условия миграции УВ и выделить зоны нефтегазонакопления.

Согласно современным представлениям, к краевым системам (КС) древних платформ относят крупные участки земной коры, занимающие промежуточное положение между платформой и орогенной областью, включающие структуры переходного типа. На ранних стадиях развития платформ к структурам КС относятся перикратонные зоны, на поздних стадиях – краевые прогибы, на орогенном этапе – предгорные прогибы. В общем виде КС включают перикратонный, краевой и предгорный прогибы.

Согласно вышеприведенному определению на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) можно выделить следующие КС: 1 – Тиманскую, 2 – Уральскую, 3 – Прикаспийскую, 4 – Днестровскую.

В границах Сибирской платформы можно выделить следующие КС: 1 – Енисей-Хатанскую, 2 – Турухано-Норильскую, 3 – Енисейско-Саян-

скую, 4 – Байкальскую, 5 – Патомскую, 6 – Сетте-Дабанскую, 7 – Верхоянскую и 8 – Анабаро-Ленскую [3].

Наиболее полно нефтегазоносность КС изучена на юге Сибирской платформы, где в зоне выклинивания базальных песчаников венда выявлен ряд месторождений УВ, приуроченных к структурно-литологическим ловушкам: Ярактинское, Дулиминское, Верхнечонское месторождения, Парфёновская залежь Марковского месторождения. На территории Восточно-Европейской платформы генерируют УВ Тиманская и Уральская зоны перикратонного осадконакопления, в которых ОВ достигает катагенетической зрелости к началу накопления КСФК. Для Тиманской зоны в это время происходит контакт Восточно-Европейской и Тиманской плит, по которому формируется фронтальная разломно-надвиговая область, обуславливающая рассеяние и вынос на поверхность УВ. В результате, неоднократно возобновляемые поиски скоплений нефти и газа в этом районе не увенчались успехом. В свою очередь Уральская перикратонная зона полностью реализовала свой генерационный потенциал, обусловив многочисленные скопления УВ. Примером может служить гиганское Ромашкинское месторождение, которое находится в районе выклинивания вверх по региональному склону песчаниковых пластов БСФК.

Выводы

1. Наиболее устойчивым элементом континентальной земной коры являются платформы, на определённых этапах развития которых формируется нефтегазоносный осадочный чехол.

2. Проанализированы условия осадконакопления на древних платформах и реконструирована модель формирования осадочного чехла, позволяющая осуществить прогноз развития нефтематеринских свит.

3. Выделены типы контактов платформ северной части Евразийской литосферной плиты. Наиболее приемлемым для формирования и сохранности залежей УВ является «наложенный» тип контакта.

4. Нефтегазоносность краевых систем древних платформ обусловлена наличием пассивных континентальных окраин в случае «наложенного» контакта с соседней плитой. Диапазон генерации УВ нефтематеринскими свитами верхнего протерозоя имеет широкий стратиграфический интервал, от рифея до верхнего палеозоя включительно.

5. Зоны нефтегазоаккумуляции приурочены к полосе регионального выклинивания рифей-вендских песчаниковых коллекторов, как конечного пункта миграции УВ. В меньшей степени скопления нефти и газа могут формироваться в ловушках приуроченных к коллекторам краевого прогиба, куда УВ попадают по зонам разломов из верхнепротерозойских нефтематеринских свит.

Литература

1. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.Н., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории ССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
2. Конторович А.Э. Геология нефти и газа Сибири. Новосибирск: ФГУП «СНИИГГиМС», 2008. 538 с.
3. Конторович В.А., Конторович А.Э., Калинин А.Ю. и др. Сейсмогеологическая и структурно-тектоническая характеристика континентальной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 8. С. 1153–1171.
4. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хайн В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Новый мир, 2004. 610 с.

**Ф.И. Жимулев¹, А.В. Котляров¹, И.С. Новиков¹,
М.А. Фидлер¹, Е.В. Поспеева², В.В. Потапов²**

Геологическое строение Неня-Чумышского прогиба и мезозойская тектоника Салаира

Важнейшим методом выявления древних эпизодов тектонической активизации и горообразования на континентах является изучение осадочных бассейнов, смежных с тектоническими зонами, испытывавшими поднятие. Северо-западная часть Алтае-Саянской складчатой области (АССО) представляет собой регион, последние 250 млн лет геологической истории находившийся во внутриконтинентальных условиях. С целью выявления и изучения фаз внутриконтинентального орогенеза, имевших место в течении мезозоя и кайнозоя на территории северо-западной части АССО, было предпринято рассмотрение данных о геологическом строении Неня-Чумышского прогиба (НЧП). Данный осадочный бассейн расположен между складчатыми сооружениями Салаира и Горной Шории и представляет собой изолированный осадочный бассейн мелового возраста, расположенный среди палеозойских складчатых комплексов АССО. На основе изучения структурно-вещественных особенностей прогиба

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

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

предлагается модель тектонического развития Салаирского блока АССО в мезозое.

Геологическое строение НЧП

Длина НЧП в плане составляет около 100 км, ширина – приблизительно 20 км, в расширенной, северо-восточной части до 30 км. Северо-восточный борт прогиба образован разрывным нарушением – Баркинским надвигом, по которому палеозойские комплексы Салаира надвинуты на меловые отложения осадочного выполнения прогиба. Надвиг прослеживается примерно на 150 км в северо-восточном направлении, буровыми скважинами установлено тектоническое перекрытие отложений илекской свиты породами девона и карбона [2]. Надвиг характеризуется крутым падением сместителя на северо-запад, вертикальная амплитуда превышает 500 м. В поперечном разрезе НЧП имеет резко асимметричную форму. Западная часть прогиба, протягивающаяся вдоль Баркинского надвига, представляет собой очень узкий и глубокий грабен с круто падающими бортами. В плане грабен имеет форму открытой дуги, обращенной выпуклой стороной на юго-восток и осложненной несколькими ступенчатыми перегибами. Границы грабена в плане повторяют ступенчатые изгибы Баркинского надвига, а восточный борт грабена, субпараллелен западному борту, что характерно для структур раскрытия. Западный, вогнутый в плане, борт грабена имеет более крутое падение, чем восточный. Восточная часть НЧП характеризуется меньшими глубинами и более простой структурой: рельеф палеозойского фундамента полого, под углами 2–5°, погружается на северо-запад, в направлении грабена западной части.

Осадочное выполнение НЧП образовано ниже-среднеюрскими и нижнемеловыми отложениями, а также маломощными осадками палеоцена (ненинская свита) и неогена. Ниже-среднеюрские отложения целиком выполняют глубокий грабен в западной части прогиба, где мощность их, согласно данным о глубине залегания палеозойского фундамента должна достигать ~2000 м [1]. Ниже-среднеюрские отложения НЧП, представленные серыми песчаниками, галечными конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами и прослоями углей относятся к глушинской свите.

Меловые отложения слагают широкий прогиб, имеющий в разрезе клиновидную форму и ограниченный на западе Баркинским надвигом. Мощность меловых отложений постепенно возрастает по направлению к надвигу, достигая 450 м [2]. Нижнемеловые отложения НЧП выделяются в илекскую свиту, готтерив-барремского возраста. Отложения свиты несогласно залегают на породах палеозойского фундамента или глушин-

ской свиты. Разрез свиты представлен красноцветными алевролитами и аргиллитами.

НЧП в современном рельефе приблизительно соответствует сквозное понижение, разделяющее низкогорья Салаира и Горной Шории и соединяющее равнинные территории Бийско-Чумышской возвышенности с Кузнецкой впадиной и называемое Неня-Чумышской котловиной (НЧК). Висячее крыло Баркинского надвига образует геоморфологический уступ, являющийся южной границей Салаирского кряжа. В современной структуре НЧК распадается на две впадины, разделенные поперечным поднятием – Сары-Чумышским валом [3] и занятые расширенными участками речных долин Нени и Чумыша. Обособление этих впадин в результате поднятия Сары-Чумышского вала примерно на 80 м, произошло в конце неогена – начале четвертичного периода и привело к перехвату верховий реки Нени рекой Чумыш [3].

Тектоническая эволюция НЧП

Главные черты структурного рисунка региона были заложены в перми, при надвигании Салаирской аллохтонной пластины на Кузнецкий прогиб в условиях закрытия Палеоазиатского океана. Начало следующей тектонической активизации, по-видимому, следует датировать границей триаса и юры. Морфологические особенности грабена в основании западной части НЧП определенно указывают, на его формирование в зоне левого сдвига, как пулл-апарат (сосдвигового) грабена. Субпараллельные борта грабена, имеющие ступенчатую форму в плане позволяют «закрыть» грабен, правосторонним смещением на 17–20 км вдоль сдвига. Таким образом, раскрытие бассейна было связано с раннеюрской реактивацией древнего разлома: пермский правый сдвиг, преобразовался в ранней юре в левый сдвиг, что могло быть связано с поворотом Салаирского блока по часовой стрелке. Следующая реактивация, отраженная в осадочной летописи и структуре НЧП, произошла в раннем мелу, после длительного периода денудации и формирования домеловой коры выветривания. В раннем мелу, сдвиговый разлом на южном фланге Салаира был реактивирован как Баркинский надвиг, а НЧП был преобразован из пулл-апарат бассейна в односторонний форландовый прогиб, что выразилось, в частности, в расширении бассейна. В кайнозойское время амплитуда тектонических движений уменьшается, однако Баркинский надвиг, испытывает неоднократную реактивацию, он контролирует области накопления палеоценовых отложений ненинской свиты и неогеновых глин. На неотектоническом этапе произошла реактивация дугообразных палеозойских разломов, ограничивающих Салаирский аллохтон, в том числе и Баркинского надвига, выраженного в современном рельефе в виде уступа Кивдинской гряды Салаира.

Связь тектоники НЧП с коллизионными событиями на окраинах Евразии

После формирования покровной структуры Салаира в перми, в результате закрытия Палеоазиатского океана, структура района испытала ряд перестроек, нашедших отражение в изменении характера осадконакопления НЧП. Позднетриасово-раннеюрский импульс внутриконтинентального орогенеза большинством исследователей связывается с закрытием океана Палеотетиса и столкновением с южной окраиной Евразии серии киммерийских блоков [4]. Данная коллизия привела к формированию горного рельефа на территории современной Средней Азии, Казахстана и юга Западной Сибири в обстановке субмеридионального сжатия. Одним из ее результатов стала реактивация палеозойских сдвиговых систем Центральной Азии. В результате сдвигового смещения по разлому произошло раскрытие глубокого приразломного грабена, выполненного отложениями глушинской свиты. Раннемеловой этап внутриконтинентального орогенеза связывается с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и столкновением Северо-Китайского континента с Евразией [5]. Учитывая взаимное расположение рассматриваемого региона и Северо-Китайского континента, коллизионное сжатие должно было иметь северо-западное направление, что и привело к преобразованию сдвигового разлома в надвиг, а НЧП из присдвигового бассейна (pull-apart) в принадвиговый (форландовый). В это же время произошла реактивация пермского Томского надвига, разделяющего структуры Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ) и также имеющего северо-восточное простирание. По Томскому надвигу, палеозойские комплексы КТСЗ были надвинуты на нижне-среднеюрское осадочное выполнение Доронинской впадины. Надвиговые смещения вдоль разломов северо-восточного простирания, указывают на северо-западное сжатие во время раннемеловой активизации. На примере НЧП видно, что ряд внутриплитных тектонических процессов, выраженных тектоно-седиментационными перестройками в приразломных осадочных бассейнах, может быть удаленным воздействием геологических процессов на границах литосферных плит.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН.

Литература

1. Беляев С.Ю., Сенников Н.В., Букреева Г.Ф., Зайцев А.И., Клец А.Г., Филонов А.В. Пликативная тектоника подошвы мезозойско-кайнозойского осадочного чехла юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (Степной Алтай) и структурные предпосылки нефтегазонасности // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2005 №7. С. 18–26.

2. Малолетко А.М. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2008. 288 с.

3. Токарев В.Н., Юрьев А.А., Косякова Л.Н., Глаас Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXI (Прокопьевск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. 210 с.

4. Metcalfe I. Multiple Tethyan ocean basins and orogenic belts in Asia // *Gondwana Research*. 2021. V. 100. P. 87–130.

5. Yang Y.T., Guo Z.X., Song C.C., Li X.B., He S. A short-lived but significant Mongol–Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous // *Gondwana Research*. 2015. V. 28. N 10. P. 1096–1116.

**Ф.И. Жимулев¹, А.В. Корсаков¹, А.В. Котляров¹,
А.В. Травин¹, М.А. Фидлер¹, А.А. Хуурак¹**

Аламбайская офиолитовая зона Салаира (структурно-вещественная характеристика, возраст, история геологического развития)

Офиолитовые зоны являются источником информации об океанических бассейнах прошлого. В пределах данных структур геологическая информация о блоке океанической коры, шириной до нескольких тысяч километров, сконцентрирована в узкой полосе субдукционного меланжа. Среди офиолитовых сутур Алтае-Саянской складчатой области Аламбайская офиолитовая зона (АОЗ), представляет собой одну из наименее изученных, современными методами. Она расположена в осевой части раннепалеозойского Салаирского складчато-покровного сооружения (орогена), сложенного, преимущественно, кембрийскими вулканогенными, карбонатными и терригенными отложениями, палеоостроводужной природы. АОЗ является северным звеном, смещенной по сдвигу Аламбайско-Каимской зоны Салаира и Горного Алтая и включает два ареала линзовидной формы. Северный ареал, называемый Тягун-Аламбайским вытянут в северо-западном направлении и расположен в средней части Салаирского кряжа (район поселка Тягун), Южный, Шалапский ареал протягивается в юго-западном направлении, образуя часть изогнутого юго-восточного фланга Салаира. В составе офиолитовой зоны выделяются аламбайский

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

базальтовый, верхнеаламбайский дунит-гарцбургитовый и шалапский меланжевый комплексы, также с данной зоной связан ангурепский амфиболитовый комплекс.

Аламбайский базальтовый комплекс представлен базальтовыми лавами, с подушечной отдельностью. Базальты характеризуются высокой титанистостью (более 1.5% TiO_2), низкой глиноземистостью и калиевостью, повышенной фосфористостью и являются продуктами внутриплитного магматизма. Вулканы тесно ассоциируют с чёрными углеродистыми кремнистыми и кремнисто-карбонатными сланцами, составляя вместе аламбайскую свиту. Базальты аламбайского вулканического комплекса образуют тектонические пластины и встречаются в виде блоков в серпентинитовом меланже.

Верхнеаламбайский дунит-гарцбургитовый комплекс объединяет более 20 крупных и около 100 мелких массивов гипербазитов. Тела гипербазитов представляют собой тектонические линзы, заключенные в серпентинитовый или терригенный меланж шалапского комплекса. Массивы сложены, главным образом, апогарцбургитовыми серпентинитами, подчиненное положение в них занимают дуниты и пироксениты. С гипербазитами нередко ассоциируют габброиды, слагающие отдельные блоки, или встречающиеся совместно с гипербазитами. В крупных телах описаны постепенные переходы между дунитами и грацбургитами, гарцбургитами и пироксенитами, пироксенитами и габбро, что позволяет интерпретировать эту породную ассоциацию как фрагменты расслоенного комплекса океанической литосферы. Шалапский меланжевый комплекс в качестве тектоно-стратиграфического подразделения выделен В.Н. Токаревым в ходе картосоставительских работ в 1990-е гг. Меланжевый комплекс широко проявлен в пределах Шалапского ареала, где он прослежен в виде полосы шириной до 22 км и длиной около 120 км. Полоса меланжа имеет сложное строение и состоит из линзовидных тел серпентинитового и терригенного меланжа. Терригенный меланж слагает основную часть комплекса. В составе глыб и блоков установлены амфиболиты и мраморы ангурепского метаморфического комплекса, высокотитанистые базальты аламбайской свиты, кремнистые сланцы и микрокварциты, а также известняки нижнего кембрия. В линзе серпентинитового меланжа нами обнаружен блок афировых базальтов с геохимическими характеристиками базальтов океанических островов ($TiO_2 = 2.0\%$, $MgO = 11.0\%$, $P_2O_5 = 0.22\%$, $Nb = 16$ г/т, $La/Yb_n = 5.54$). По простиранию Шалапского ареала полоса терригенного меланжа, насыщенная блоками-отторженцами, постепенным переходом связана с толщей тонкозернистых граувакк, не содержащей аллохтонных блоков.

Породы ангурепского метаморфического комплекса – гранатовые амфиболиты с жилами мигматитов, гранатовые плагиогнейсы и мраморы, к

востоку от Шалапского меланжевого ареала слагают тектоническую пластину, которая по редким обнажениям прослеживается примерно на 60 км, при мощности 2–4 км. Разломные зоны, ограничивающие пластину метаморфических пород, трассируются телами рассланцованных серпентинитов и графитистых милонитов. Петротипический разрез по реке Ангуреп сложен амфиболитами с небольшим количеством мраморов. Типичный парагенезис метаморфитов – кварц, плагиоклаз, биотит, роговая обманка и эпидот. Роговая обманка имеет умеренную щелочность. Минеральные ассоциации ангурепского разреза относятся к эпидот-амфиболитовой фации. В разрезе по р. Анамас преобладают гранатовые амфиболиты. Наиболее высокомагнезиальные гранаты содержат более 30% пироба. В образцах с таким гранатом наблюдаются и максимальные концентрации алюминия в амфиболах (до 17% Al_2O_3). Амфиболы содержат мало щелочей, титана и принадлежат к актинолит-чермакитовой серии. С магнезиальным гранатом ассоциирует рутил. Ассоциация магнезиального граната, глиноземистого амфибола и рутила может рассматриваться как признак повышенных давлений метаморфизма. На берегу реки Шалап карьером вскрыт тектонический блок гранатовых амфиболитов, заключенный внутри толщи сильно деформированных глинистых алевролитов (метаграувакк) терригенного меланжа. Амфиболиты сложены ассоциацией – кварц, плагиоклаз, амфибол, гранат, хлорит и эпидот. Гранат характеризуется аномально высокой железистостью (FeO от 16 до 30%) и отчетливой химической зональностью по содержанию всех компонентов. Амфибол представлен винчитом. Предварительный расчет параметров метаморфизма с использованием различных калибровок дает средние значения P и T – 8 кбар и 600 °С соответственно, и позволяет сделать вывод об относительно пониженном термическом градиенте при метаморфизме. Геологическое положение в офиолитовом меланже позволяет связывать метаморфизм с палеосубдукционной зоной.

Возраст метаморфизма пород ангурепского метаморфического комплекса охарактеризован слабо. Блок амфиболитов, залегающий в терригенном меланже, рассечен жилой гранитоидного состава, содержащей большое количество мусковита. Мусковит представляет собой наиболее поздний, посттектонический минерал, развивавшийся по породам гранитоидной жилы на этапе низкотемпературного диафореза. Датированный аргон-аргоновым методом возраст мусковита (плато) составляет 499.9 ± 7 млн лет. Это значение возраста может рассматриваться как верхняя оценка времени полного завершения ретроградной ветви метаморфической эволюции комплекса. По данным С.А. Каргополова и А.В. Травина, глиноземистая роговая обманка из разреза по реке Ангуреп, характеризующая пиковые условия метаморфизма, имеет аргон-аргоновый возраст (плато) 520 ± 2 млн лет.

Наши исследования АОЗ находятся на ранней стадии. Предварительно, в качестве рабочей модели, основанной на аналогиях с Курайским и Катунским аккреционными комплексами Горного Алтая, можно предполагать, что образование субдукционного меланжа и метаморфических пород ангурепского комплекса связано с раннекембрийской коллизией между симаунтом и островной дугой и последовавшей перестройкой островодужной системы. Два этапа островодужного вулканизма на Салаире, разделенные периодом накопления карбонатных чехлов и терригенных толщ в конце раннего и в среднем кембрии – известный факт. По данным датирования детритовых цирконов из юрских отложений сопряженной с Салаиром Доронинской впадины, венд-раннеордовикская популяция цирконов (568–471 млн лет) распадается на две группы – 568–543 и 522–471 млн лет. С нашей точки зрения, амагматичный интервал времени, 543–522 млн лет, может рассматриваться как возраст затухания надсубдукционного магматизма в период коллизии островная дуга – симаунт. Данный интервал согласуется с первыми результатами датирования метаморфических пород палеосубдукционной зоны.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ, проект № 23-27-00033.

Л.П. Забаринская¹, Н.А. Сергеева¹

Пассивные континентальные окраины Северного Ледовитого океана

Карское море, перекрывающее одноименный шельф, располагается между архипелагами островов Новой Земли на западе и Северной Земли на востоке, а также полуостровами Югорский и Таймыр. На север–северо-западе региона Карский шельф отделен от архипелага Земли Франца-Иосифа трогом Святой Анны, характеризующимся сокращенной мощностью земной коры (до 20 км) и толщей осадков более 10 км (рис. 1).

В целом в акватории выделяется два крупных осадочных бассейна: Южно- и Северо-Карский, которые разделяет крупная положительная структура Северо-Сибирский порог. Осадочный чехол Южно-Карского бассейна формировался с триаса по четвертичный период, а Северо-Карского – с ордовика по настоящее время [2, 3].

¹ Геофизический Центр РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Топография и батиметрия региона Карского моря [1]

Формирование Южно-Карского бассейна связано с развитием Западно-Сибирской плиты, а также с раскрытием в мезозойскую эру Северного Ледовитого океана. Поверхность Мохо расположена на глубине 43 км. Максимальная мощность осадочного слоя достигает 12–15 км [4]. Предполагается проявление базальтового магматизма в начальной стадии рифтогенеза, как в Западно-Сибирской плите, где были вскрыты основные эффузивы трапповой формации, связанные с астеносферными диапирами. Домезозойский фундамент по комплексу геофизических данных залегает на глубинах 12–14 км. Он представлен складчатыми и метаморфизованными образованиями рифейского–раннепалеозойского возраста. Граница между нижней корой и мантией в окраинных частях впадины прослеживается на глубинах 30–35 км. В центральной части в пределах ранне-мезозойских рифтов ее глубина уменьшается до 20–26 км, а местами, возможно, и до 15 км, на что указывают высокие значения теплового потока в морских скважинах у полуострова Ямал [5].

Триасовые отложения сложены прибрежно-морскими породами. Осадконакопление в ранне-среднеюрское время в Карском море происходило в условиях мелководного морского бассейна. Максимум трансгрессии приходится на конец юрского времени. В это время в связи раскрытием Евразийской впадины Арктического океана происходит обособление Южно-Карской впадины. В меловое время продолжают морские условия с накоплением переслаивающихся песчаников, алевролитов и глин.

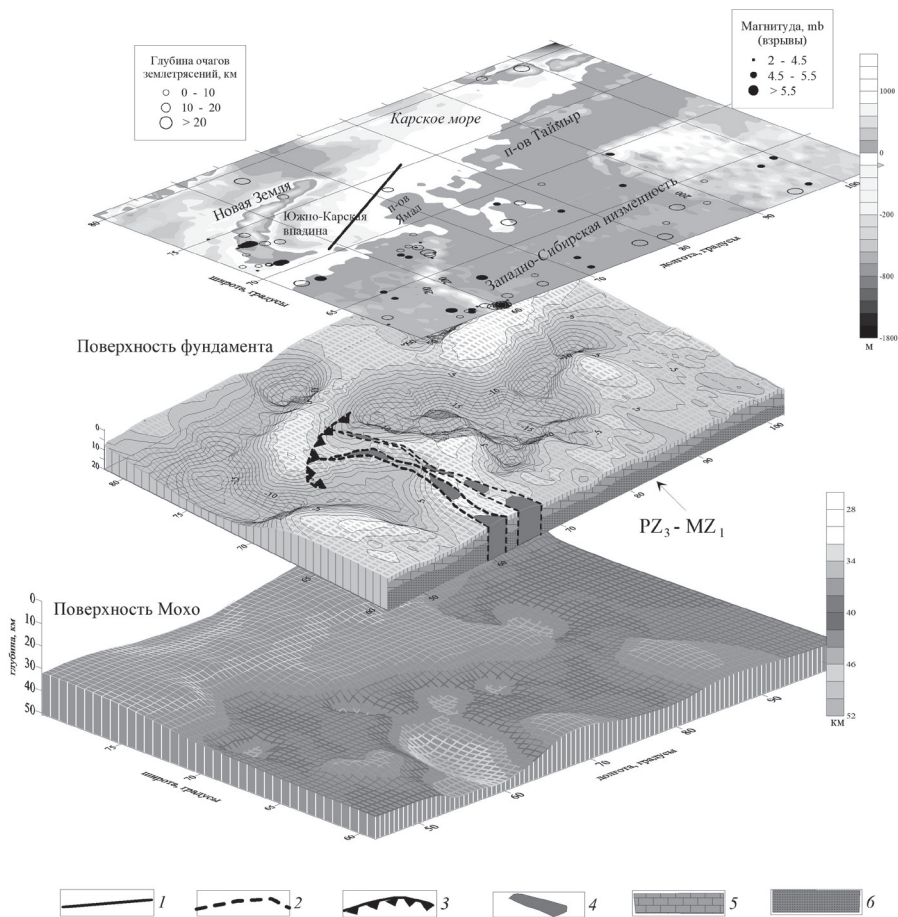


Рис. 2. Геодинамическая модель глубинного строения Южно-Карской впадины [7].

Вверху батиметрическая карта с эпицентрами землетрясений и расположением сейсмического профиля. Ниже поверхность фундамента с рифтовой структурой, прорвавшейся в позднепермское–раннемезозойское время из Западно-Сибирской низменности в Южно-Карскую впадину, частично заполненной лавами основного состава. От Новой Земли впадина ограничена глубинным разломом. Внизу – поверхность Мохо, структура которой, вероятно, определяется температурным режимом, с максимальной температурой 700–750 °С и, возможно, влиянием астеносферы, расположенной на глубине примерно 50 км.

1 – сейсмический профиль; 2 – рифтовая структура; 3 – глубинный разлом; 4 – толеитовая магма; 5 – терригенные породы; 6 – вулканогенные породы

Согласно [6] в центральных частях рифтов в пределах Южно-Карской впадины имеются участки с реликтовой океанской корой. На гетерогенном фундаменте, сложенном рифтами и разделяющими их горстами, среди которых наиболее крупные Рогозинский и Русановский, залегает осадочный чехол. В нижней части чехла присутствуют палеозойские терригенные отложения. В нижнетриасовых разрезах имеются прослои базальтов и даек диабазов, отвечающие раннему этапу рифтогенеза. В центральной части рифтовых структур мощность пермско-триасовых образований может достигать 6–7 км. Юрско-меловой и кайнозойский чехлы в осевой части Южно-Карской впадины представлены горизонтально залегающими терригенными осадками с максимальной мощностью до 5–6 км, а общая суммарная мощность чехла в этих районах превышает 14 км.

На рис. 2 представлена геодинамическая модель глубинного строения Южно-Карской впадины, построенная по данным многочисленных сейсмических и геологических исследований. Эта 3D-структурная модель отражает глубинное строение и соотношение поверхностных и глубинных структур впадины. Впадина открывается к Западно-Сибирской низменности в районе п-ова Ямал. На батиметрической карте показана слабо выраженная в рельефе мелководная Южно-Карская впадина, постепенно переходящая в Западно-Сибирскую низменность. Очаги землетрясений расположены вдоль континентального обрамления впадины. На карте фундамента показана прорвавшаяся из Западной Сибири рифтовая система пермско-триасового возраста, частично заполненная основной магмой. Образование рифтовой системы и определило глубинную структуру Южно-Карской впадины. На карте Мохо поверхность верхней мантии неровная, расположена на глубинах 35–45 км, пониженные сейсмические скорости, вероятно, свидетельствуют о воздействии магматических расплавов и глубинных флюидов на земную кору. Формирование Южно-Карской впадины было связано с проявлением в пермско-триасовую эпоху основного магматизма, отчетливо выраженного в Западно-Сибирской низменности и в Восточной Сибири, которые известны своими трапповыми формациями. Несколько этапов магматизма выделены на окаймляющих Южно-Карскую впадину континентальных окраинах Западной Сибири, Новой Земли, Северной Земли. Вероятно, что начальный этап развития впадины, как и в Западной Сибири, связан с плюмовым магматизмом, приведшим к развитию в основании впадины рифтовых структур, заполненных магматическими породами трапповой формации [7].

Литература

1. Sandwell D. T., Smith W. H. F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS satellite altimetry // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № B5. P. 10039–10054.

2. *Мащенко С.П., Астафурова Е.Т., Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Межевов Ю.В., Паукку С.А., Поселов В.А., Устинов Н.В., Шпелькевич Ю.В.* Модель глубинного строения земной коры по опорному геофизическому разрезу в Карском море // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 69–89.

3. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. Богданова Н.А., Хаина В.Е. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей, 1996. 94 с.

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

5. *Цибуля Л.А., Левашкевич В.Г., Заливчий О.А., Школа И.В.* Тепловой поток на акватории Карского моря и его островах // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. №11. С. 93–98.

6. *Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.

7. *Родников А.Г., Забаринская Л.П., Пийп В.Б., Сергеева Н.А.* Глубинное строение Южно-Карской осадочной впадины // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 1. С. 31–36.

В.Г. Захаров¹

Борозды ледникового выпахивания в прибрежных тундрах Баренцева и Белого морей

Введение

В работе [4] приведена многослойная картографическая компиляция данных многолучевого эхолотирования (МЛЭ) к югу от архипелага Шпицберген, а также гляциоморфологических и изостатических характеристик последнего Евразийского ледникового покрова (ЕЛП). Полученные данные показали хорошую согласованность ледниковых борозд выпахивания на глубинах 350–400 м с соответствующими им поверхностными линиями тока льда ЕЛП.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

В настоящей работе рассмотрены аналоги указанных выше глубинных форм ледниковой экзарации, сохранившиеся в прибрежных тундрах Баренцева и Белого морей, также перекрываемых последним ЕЛП. На местности это вытянутые бассейны ориентированных озёр, представленные, как бороздами ледникового выпахивания, так и меж-друмлинными ложбинами и элементами флютинга. Эти озера часто образуют большие группы, или кластеры, и имеют форму вытянутых бассейнов, в группах их длинные оси взаимно параллельны [1, 2]. Подобные формы экзарационного рельефа уверенно дешифрируются на аэрокосмических материалах арктических тундр [3].

На рис. 1 приведена карта последнего Евразийского ледникового покрова (ЕЛП) по данным [1] (с изменениями и дополнениями).

Границы и площади последнего Евразийского ледникового покрова (ЕЛП) (включая отдельные щиты), рельеф и объемы, хронология, механизмы изменений, а также этапы разрушения ЕЛП изложены в [1, 2, 4].

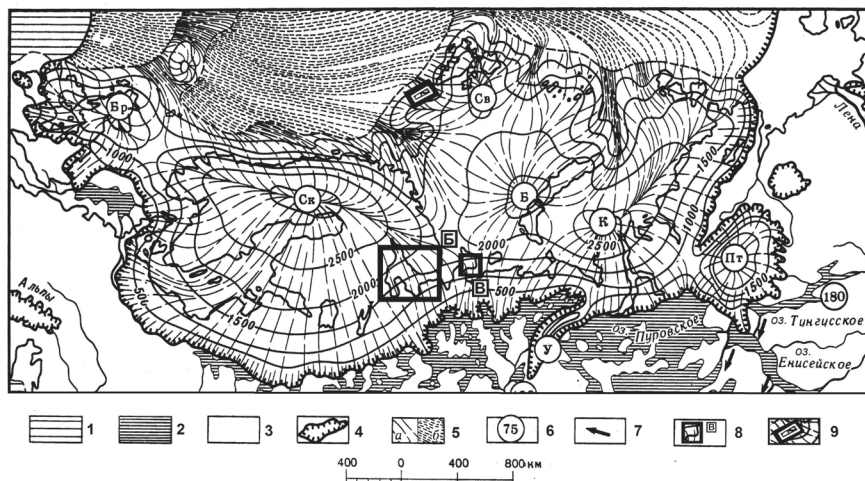


Рис. 1. Последний Евразийский ледниковый покров (по данным [1], с изменениями и дополнениями).

1 – свободный от ледников океан; 2 – пресноводные бассейны; 3 – свободная ото льда суша; 4 – границы ледников; 5 – линии движения налегающих на ложе (а) и плавучих (б) ледников; 6 – уровни внутриконтинентальных бассейнов (относительно современного океана); 7 – сток приледниковых вод. Ледниковые щиты: Бр – Британский; Ск – Скандинавский; Б – Баренцев со Свальбардским куполом (Св); К – Карский; Пт – Путоранский; 8 – районы (Б, В) борозд ледникового выпахивания в арктических тундрах по данным аэрокосмосъёмки [3]; 9 – район борозд ледникового выпахивания на больших глубинах по данным МЛЭ [4]

Из приведённых выше работ, необходимо отметить:

1. Около 70% ложа ЕЛП было погружено ниже уровня моря, поэтому сам покров должен рассматриваться, как преимущественно «морской»;

2. Больше половины массы покрова (8–9 млн км³ льда) находилось в состоянии структурной неустойчивости. Эта масса льда могла быть стационарной при условии, что ледяные потоки ЕЛП подпруживаются плавучими ледниками-шельфами внутреннего типа.

Таким образом, на севере и западе покров не заканчивался обрывами, совпадавшими с краями шельфа, а переходил в плавучие ледники-шельфы Арктического и Североевропейского (Норвежско-Гренландского) бассейнов [1].

Кратко обозначим ещё некоторые важные особенности хронология и динамики Евразийского ледникового покрова.

Позиция максимальной фазы последнего оледенения попадает в интервал между датировками 25 тыс. л.н. для подстилающих слоев, и 12–13 тыс. л.н., для перекрывающих отложений. Среднее арифметическое указанных дат можно принять равным 18–20 тыс. л.н. с ошибкой ± 2 тыс. лет. Соответственно возраст кульминации ЕЛП также принимается равным 18–20(± 2) тыс. л.н., или просто «близким к 18 тыс. л.н.» [1].

Раннее событие сокращения ЕЛП (развитие бухты отёла Норвежского желоба и отделение Британского щита от Скандинавского) происходило около 13 тыс. л.н.

За ним последовала дегляциация Норвежского шельфа, завершившаяся к 11 тыс. л.н., т.е. к аллерёду. В это время на ледяных потоках западного сегмента Баренцева ледникового щита начались сёрджи. Вероятно, что уже к позднему дриасу ото льда освободились нижние отрезки Нордкапского, Медвежинского, Зюдкапского желобов и фьорды Шпицбергена. Этот сегмент стал быстро терять массу, а седловины между Скандинавским, Баренцевым и Свальбардским щитами – снижаться [1].

Около 9 тыс. л.н. активизировались и северные ледяные потоки, за сёрджами которых последовала дегляциация остальных желобов, включая Франц-Викторию, «Св. Анны» и Воронина. В результате этого Баренцево-Карский субпокров был рассечен на систему неустойчивых фрагментов, характеризующихся новыми сёрджами [1, 2].

Вслед за этим основные площади Баренцево-Карского шельфа очистились ото льда, и лишь на Кольском и Медвежинском мелководьях, над Шпицбергенем и другими арктическими архипелагами еще некоторое время сохранялись остаточные ледниковые щиты.

В настоящее время установлено, что распад «морских» частей ЕЛП не был одновременным, а происходил в несколько этапов и растянулся на 6 тыс лет, начавшись на Североморском шельфе 14–13 тыс. л.н. и завершившись на Баренцево-Карском шельфе позже 9 тыс. л.н.

В связи с тем, что главным фактором, предотвращавшим сёрджи «морских» частей ледникового покрова, был подпруживающий эффект плавучих ледников-шельфов, можно заключить: представленная выше поэтапность дегляциации прямо отражает хронологическую последовательность разрушения ледников-шельфов. Это значит, что южная часть Североευропейского ледника-шельфа исчезла около 14 тыс. л.н., его северная часть – около 12 тыс. л.н., а распад ледника-шельфа Арктического бассейна произошел 9/5–9 тыс. л.н. [1].

Борозды ледниковой экзарации в арктических равнинах Баренцева и Белого морей

Для сравнения особенностей рельефа борозд ледникового выпахивания на больших глубинах к югу от Шпицбергена [4] с их сухопутными аналогами, нами были рассмотрены аэрокосмические изображения различных форм ледниковой экзарации в тундрах Беломорско-Кольской области, ранее перекрываемой ЕЛП.

Для этой цели были использованы результаты гляциоморфологического дешифрирования космических фотоснимков побережий Баренцева и Белого морей со спутников серии «Космос» (КАТЭ-140) и сканерных изображений «Landsat» [3].

На местности исследуемые формы ледниковой экзарации были представлены вытянутыми бассейнами ориентированных озёр, включающими в себя, как борозды ледникового выпахивания, так и элементы друмлинового рельефа, что ранее неоднократно указывалось в работе [1]. Ориентированные озера Арктики, были открыты около 1945 года в ходе первых аэрофотосъемок арктических тундр. Они характерны для полярных равнин, высланных толщами многолетнемерзлых, богатых льдом песков, супесей и глин.

На рис. 2 выделены области распространения ледниковых лопастей ЕЛП (А) [2], а также районы со следами сёрджа Беломорской лопасти Баренцево-Карского ледникового покрова (Б) и друмлинных полей северо-восточной части п-ова Канин (В) [3].

Выводы

Согласно полученным данным дешифрирования аэрокосмических материалов подтверждаются свежие следы существования Баренцево-Карского ледникового покрова. Наиболее приметными из них являются ориентированные озера.

Эти элементы рельефа, часто встречаемые на приморских равнинах Арктики, должны рассматриваться как ледниковые формы, а именно бо-

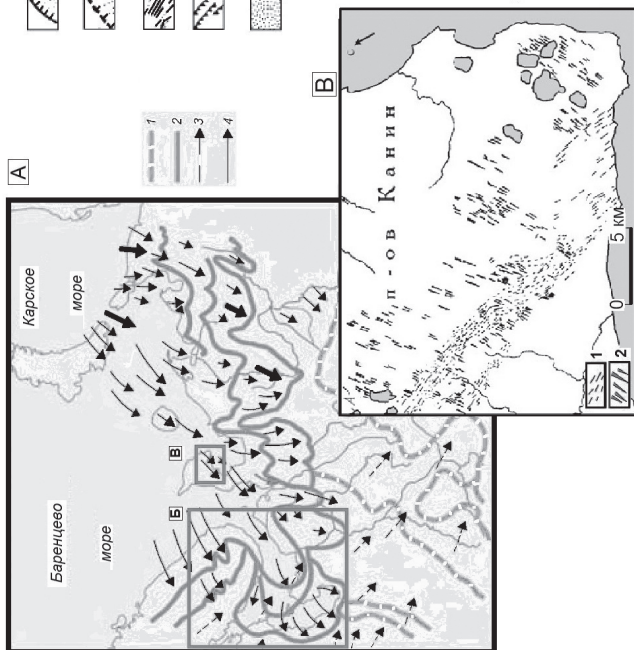
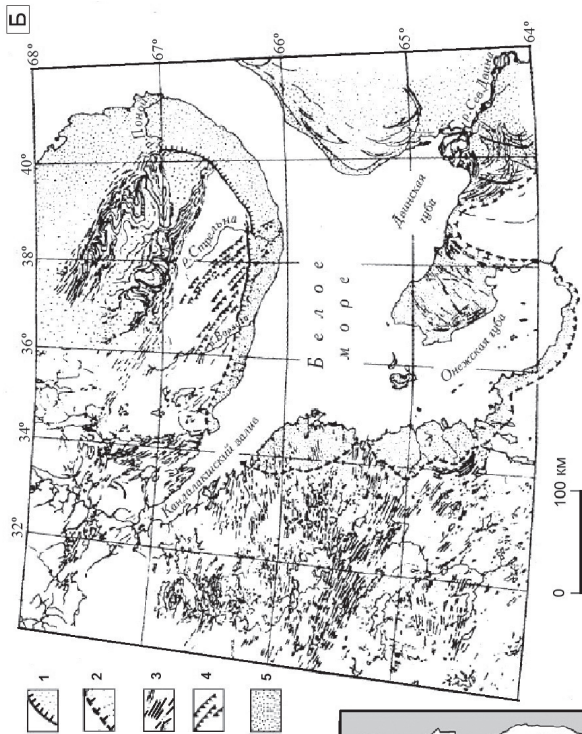


Рис. 2. Следы распространения лопастей Евразийского ледникового покрова и ледниковой экзарации в прибрежных тундрах Баренцева и Белого морей.

А. Следы ледниковых лопастей Скандинавского и Баренцево-Карского ледниковых покровов в период поздневалдайской дегляциации (составлено по картам А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005)): 1 – конечно-моренные пояса скандинавской моренной системы; 2 – аналогичные пояса Баренцево-Карской системы; 3 – восстановленные направления движения льда последней системы; 4 – направления движения скандинавского льда. Жирные стрелки – движение главных масс Карского льда через Большой Пролом [2].

Б. Беломорско-Кольская область со следами последнего максимального разрастания оледенения (составлено по аэрокосмическим материалам): 1, 2 – границы Беломорской ледниковой лопасти: 1 – боковые морены Терские Кейвы, 2 – прочие границы; 3 – линейные ледниково-эрозионные формы; 4 – краевые образования Кандалакшского выводного ледника; 5 – площадь суши, покрывавшаяся льдом Беломорской лопасти [3].

В. Друмлинное поле северо-восточной части п-ова Канин, поверхность плато 200–250 м: 1 – простирающие коренных пород (верхне-рифейских песчаных сланцев), 2 – друмлины, друмлиноиды, крэг-энд-тейл формы, изображенные в масштабе карты (составлено по аэроснимкам А.С. Лавровым и Л.М. Потапенко (1974, рукопись)) [3]

розды ледникового выпахивания, меж-друмлинные ложбины и элементы флютинга. Ориентированные озера почти всегда образуют большие группы, или кластеры и имеют форму сильно вытянутых бассейнов; в группах их длинные оси взаимно параллельны.

Карты Б, В рис. 2 также подтверждают, что последнее вторжение льда в Беломорско-Кольскую область имело характер сёрджа, произошло менее 10 тыс лет назад и было направлено с северо-востока, со стороны Карского моря.

Работа выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0076 «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами» и темы госзадания ИО РАН № 0128-2021-0005.

Литература

1. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
2. Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциол. исслед. 2009. Вып. 106. 152 с.

3. Гросвальд М.Г., Захаров В.Г. Следы движения льда и воды Баренцево-Карского ледникового покрова. Взгляд из космоса // Материалы гляциол. иссл. 1999. Вып. 87. С. 139–151.

4. Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Захаров В.Г., Зарайская Ю.А. Борозды ледникового выпаживания на больших глубинах в западном обрамлении Баренцева моря // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 1. С. 5–11.

В.С. Захаров¹, Л.И. Демина¹, М.Ю. Промыслова¹

Зональный метаморфизм на нисходящей ветви P – T – t -тренда палеозойской коллизии Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные

В процессе континентальной коллизии происходит существенное преобразование земной коры, которое сопровождается сложными деформациями (надвигание, смятие в складки, скупивание и т.д.), магматизмом и метаморфизмом различных типов: зональных андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового, а также зонального инвертированного. Метаморфическая зональность коллизионных орогенов может иметь как прогрессивный (проградный), так и регрессивный (ретроградный) характер [8]. Результаты численного моделирования с учетом P – T – t -трендов метаморфизма конкретных метаморфических комплексов играют очень важную роль для реконструкции геодинамических обстановок. Особое место занимает изучение зональных комплексов, поскольку в этом случае можно судить об эволюции термальной структуры земной коры на определенной геодинамической стадии ее развития.

На Таймыре зональный метаморфизм выявлен в пределах Северо-Таймырской тектонической зоны, которая сложена преимущественно ритмично чередующимися метапесчаниками, металевролитами и метапелитами, относящимися к образованиям континентального склона и подножия Карского континента и представляющая собой его пассивную окраину. Коллизия Карского и Сибирского континентов (306–258 млн лет) зафиксирована известково-щелочным гранитным магматизмом и зональным метаморфизмом от серицит-хлоритовых сланцев до гранат-биотит-ортоклазовых гнейсов и мигматитов [1, 2, 3, 6, 9]. В районе Берега Харитона Лаптева,

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

бухты Воскресенского и бассейнов рек Ленивой, Медвежьей, Гранатовой границы метаморфических зон проведены по изограммам биотита, граната, ставролита, кианита, силлиманита и ортоклаза. Термодинамические параметры метаморфизма оцениваются в интервалах температур от 300 до 720 °С, а давления – от 3.5 до 7.2 кбар, геотермический градиент – 28 °С/км. Метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу умеренных давлений [2, 5].

Для объяснения особенностей метаморфизма региона проводилось численное моделирование континентальной коллизии с использованием оригинального кода, предоставленного Т.В. Герей [10]. В модели рассмотрено два блока континентальной литосферы (левый и правый; мощность варьировалась в пределах 100–200 км), разделенные океаническим бассейном. В ходе конвергенции (скорость варьировалась в пределах 2–10 см/год) происходит субдукция океанической литосферы под активную окраину правого континента, после закрытия океанического бассейна начинается континентальная коллизия. Более подробно характеристики и особенности модели описаны в работах [7, 11].

Результаты моделирования показывают, что в процессе коллизии происходит формирование коллизионного орогена высотой до 4–5 км, которое сопровождается образованием складок, надвигов, скучиванием коры, перемещениями и деформацией ее блоков. На ранних стадиях коллизии происходит частичное погружение континентальной литосферы левого континента, которая увлекает за собой пассивную окраину, создавая условия для магматизма [4]. Породы верхней континентальной коры погружаются на глубины более 30 км, затем происходит их быстрый (порядка 1 млн лет) подъем (экзгумация). При этом блоки коры претерпевают значительные взаимные перемещения, вращения и деформацию. Затем следует их продолжительное (порядка 10 млн лет и более) пребывание в поле температурного градиента, что приводит к формированию метаморфической зональности на нисходящей ветви P – T – t -тренда метаморфизма, протекающего на завершающей стадии коллизии. Представляется вполне вероятным, что именно на данной стадии развития коллизионного процесса могла сформироваться метаморфическая зональность флишеидных толщ Северо-Западного Таймыра. Последующие процессы эрозии приводят к выходу метаморфических комплексов на поверхность. Подобные характеристики модельных P – T – t -трендов получаются в моделях при мощности континентальной литосферы 100–160 км и скорости конвергенции 3–5 см/год.

Подтверждением реалистичности предлагаемой модели являются следующие факты:

1. Секущее положение границ метаморфических зон относительно стратиграфических, что свидетельствует о том, что метаморфизм нало-

жился на сформированную ранее в ходе тектонических движений складчатую структуру.

2. Соответствие конфигурации данных границ с конфигурацией области распространения крупных линзовидных тел автохтонных гранитоидов, связанных постепенными переходами с мигматитами и гнейсами гранат-биотит-ортоклазовой зоны метаморфизма.

3. Отсутствие в метаморфитах как реликтовых, так и вторичных парагенезисов минералов.

4. Регрессивная зональность гранатов с возрастанием железистости от центральных частей зерен к краевым, при этом содержания магния и кальция практически не изменяются [1]. Подобная зональность свидетельствует о том, что рост граната происходил при понижении P – T -условий кристаллизации.

5. Модельные P – T -условия в целом достаточно хорошо соответствуют термодинамическим параметрам наблюдаемой метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

1. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

2. *Демина Л.И., Белов В.П.* Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 54. Вып. 5. 1979. С. 55–66.

3. *Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П.* Коллизионный метаморфизм Таймыра // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое. Материалы V Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия, Санкт-Петербург, ИГГД РАН. СПб.: Sprinter, 2017. С. 57–59.

4. *Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П.* Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 15–24.

5. *Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю. и др.* Зональный метаморфизм Северного Таймыра по геолого-петрологическим данным и результатам компьютерного моделирования // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 177–181.

6. *Забияка А.И.* Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ, 1974. 128 с.

7. *Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П. и др.* Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 3–9.

8. *Скляров Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сизых А.И., Буланов В.А.* Метаморфизм и тектоника. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 216 с.

9. *Шулятин О.Г., Захаров Ю.И.* Метаморфические пояса Таймырской складчатой области // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 182–195.

10. *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 // Phys. Earth Planet. Interiors. 2003. V. 140. P. 293–318.

11. *Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A. et al.* Precambrian ultra-hot orogenic factory: making and reworking of continental crust // Tectonophysics. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>.

С.А. Меркурьев^{1,2}, А.Н. Иваненко³, И.А. Веклич³

Строение и эволюция Срединно-Атлантического хребта южнее зоны разломов Чарли-Гиббс между 52° и 49° с.ш.

Срединно-Атлантический хребет (САХ) южнее зоны разломов Чарли-Гиббс, являющийся границей Евразийской и Северо-Американской плит, до недавнего времени был наименее изученным районом между Исландской и Азорской горячими точками. Однако в последние годы удалось создать объединенную базу данных магнитометрических и батиметрических исследований района южнее зоны разломов Чарли-Гиббс между 52° и 49° с.ш., куда вошли данные океанографических экспедиций «АК89» и «ИК89» и детальная сеть магнитных профилей, выполненных в 50 и

¹ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн имени Н.В. Пушкова РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

³ Институт океанологии, Москва, Россия

53 рейсе на НИС «Академик Страхов» на оси Срединно-Атлантического хребта.

Магнитометрические съемки «АК89» и «ИК89» были выполнены по широтной сети галсов с межгалсовым расстоянием 5 км, что позволило рассчитать объединенный магнитный грид с разрешением $2' \times 2'$. Кроме того, во время рейса «АК89» проводились измерения глубины дна однолучевым эхолотом, поэтому батиметрический грид, с разрешением $2' \times 2'$ на весь район исследований был дополнен данными GEBCO.

На этапе исследования структуры САХ были выделены разрывы непрерывности, разбивающие ось хребта на сегменты, разделенные не-трансформными смещениями, которые мы определили по магнитным и батиметрическим данным. На изученной части хребта в соответствии с разрешающей способностью имеющихся данных нам удалось выделить 8 сегментов (S1–S8), имеющих различное простираание и длину.

Для картирования тектонических структур, мы использовали аномалии силы тяжести в свободном воздухе [1]. Результаты этого анализа представлены на рис. 1, где показана карта гравиметрических аномалий, полученных по данным спутниковой альтиметрии [1], на которую бе-

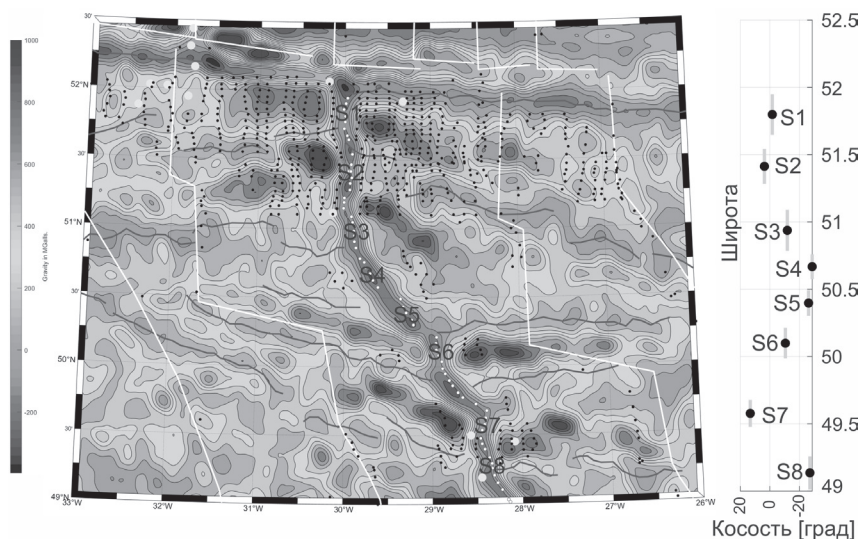


Рис. 1. Карта гравитационных аномалий с положением оси спрединга (белые кружки). Названия сегментов обозначены символами S1–S8. Разрывы непрерывности – темные линии. Эпицентры землетрясений – большие белые кружки. Изохроны аномалий – белые линии. Хроны магнитных аномалий – черные точки. Справа от рисунка показан график изменения величины косости в зависимости от широты

лыми точками вынесено положение оси хребта. Черными линиями показаны разрывы непрерывности в рельефе дна, которые мы выделили с помощью вертикального градиента гравиметрических аномалий. Места землетрясений [2], обозначенные на карте большими светлыми кружками, показывают, что тектоническая активность на исследуемом отрезке хребта приурочена к зоне разломов Чарли-Гиббс и к разломам Максвелл в районе сегментов S7 и S8. На карте черными точками показаны также оцифрованные хроны магнитных аномалий [3, 4], белыми линиями изохроны аномалий 5 и 6.

Далее, на основе идентификации линейных магнитных аномалий, выполненной ранее [3, 4], мы вдоль профилей рассчитали интервальные линейные скорости спрединга для аномалий A1–A5 на обоих флангах хребта, а также их степень асимметричности относительно оси хребта. На рис. 2, а для одного из наблюдаемых профилей, пересекающих сегмент S1

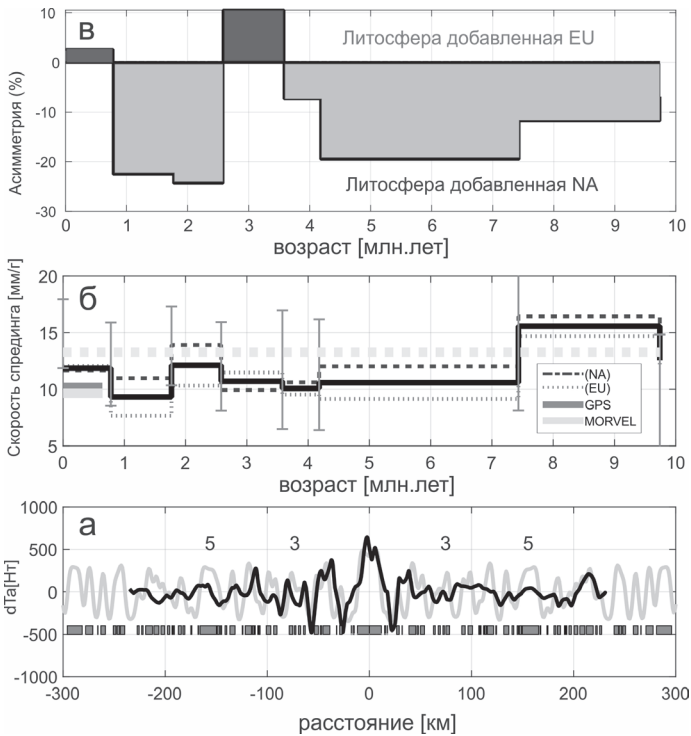


Рис. 2. Пример идентификации магнитных аномалий (а), графики изменения интервальных скоростей спрединга на обоих флангах (б) и их сопоставление (в)

показан пример геохронологической интерпретации и его сопоставление с модельным профилем, рассчитанным при постоянной скорости спрединга 13.5 мм/год для блоковой спрединговой модели, рассчитанной с помощью шкалы инверсий [5]. На рис. 2, б показаны линейные интервальные скорости спрединга соответственно на Северо-Американском (черный крупный пунктир) и Евразийском (черный мелкий пунктир) флангах хребта. Черной линией показана средняя интервальная скорость спрединга, а серым пунктиром средняя скорость спрединга по модели [3]. На этом же рисунке светлыми и темными линиями показаны скорости спрединга, рассчитанные по данным GPS [6] и по модели MORVEL [7]. На рис. 2, б показано схематическое изображение направления асимметричной аккреции для исследуемого отрезка САХ. Положительная и отрицательная асимметрии представляют собой большее количество литосферы, добавленной к Евразийской плите и Северо-Американской плите, соответственно. Отметим, что похожие оценки степени асимметричной аккреции были сделаны на хребте Рейкьянес и получены схожие результаты [8]. По мнению авторов этого исследования более высокая скорость наращивания коры на Северо-Американской границе плиты связана с продвижением рифта в юго-западном направлении. Наличие выявленных V-образных структур в рельефе дна на САХ южнее зоны разломов Чарли-Гиббс не исключает такого же механизма перестройки центров спрединга и на исследуемом отрезке САХ.

Выводы

По данным батиметрических, магнитометрических исследований и данным спутниковой альтиметрии удалось определить положение оси СОХ южнее ЗР Чарли-Гиббс, и на основании разрывов непрерывности второго и третьего рода выделить 8 сегментов.

Анализ амплитуд магнитных аномалий вдоль оси САХ показал, что высокоамплитудные магнитные аномалии с амплитудами 400–600 нТл приурочены к северным двум сегментам S1 и S2, расположенным между 51° и 52° с.ш., где простирание оси практически перпендикулярно направлению разрастания. Низкоамплитудные аномалии с амплитудами 150–300 нТл приурочены к средним сегментам S4 и S5, расположенным между 50° и 51° с.ш., где наблюдается косое разрастание океанического дна и где не наблюдалось землетрясений.

Анализ линейных интервальных скоростей спрединга на обоих флангах и их отношении относительно оси хребта показал значительную степень их асимметрии 10–20 за последние 10 млн лет. Знак этой асимметрии показывает, что скорость аккреции коры Северо-Американской плиты была выше, чем Евразийской. Обнаруженные в рельефе дна V-образные

структуры дают основание предположить, что, возможно это связано с юго-западным продвижением рифта.

Литература

1. *Sandwell D.T., Müller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. N 346. P. 65–67. <https://doi.org/10.1126/science.1258213>

2. *Storchak D.A., Harris J., Brown L., Lieser K., Shumba B., Verney R., Di Giacomo D., Korger E.I.M.* Rebuild of the Bulletin of the International Seismological Centre (ISC), part 1: 1964–1979 // *Geosci. Lett.* 2017. V. 4. P. 32. <https://doi.org/10.1186/s40562-017-0098-z>

3. *Merkouriev S., DeMets C.* A high resolution model for Eurasia-North America plate kinematics since 20 Ma. // *Geophys. Journal International*. 2008. V. 173. P. 1064–1083.

4. *Whittaker J., Seton M., Wessel P., Müller R., DeMets C., Merkuriev S., Cande S., Gaina C., Eagles G., Granot R., Stock J., Wright N., Williams S.* Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications. // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15. Is. 4. P. 1629–1641. doi: 10.1002/2013GC005176.

5. *Ogg J.G.* Chapter 5 – Geomagnetic Polarity Time Scale / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G.M. Ogg. *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, 2020. P. 159–192.

6. *DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F.* Geologically current plate motions // *Geophys. J. Int.* 2010. N 181. P. 1–80.

7. *DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S., DeMets C., Gordon R.G., Vogt P.R.* Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. N. 101. P. 425–478.

8. *Benediktsdóttir Á., Hey R., Martinez F., Höskuldsson Á.* Detailed tectonic evolution of the Reykjanes Ridge during the past 15 Ma // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. N 13. P. Q02008, doi:10.1029/2011GC003948

Мезо-неопротерозойские осадочные последовательности Джунгарского террейна (Южный Казахстан): результаты U–Pb (LA-ICP-MS) изучения обломочных цирконов

Характерными элементами строения докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса являются мощные осадочные последовательности, сложенные преимущественно кварцито-сланцевыми и кварцитовыми толщами. Особенности строения и состава толщ отражают их накопление в отсутствие расчлененного рельефа; породы, слагавшие источники сноса, испытывали интенсивное выветривание, а продукты их разрушения испытали длительную сортировку. Данные особенности позволяют рассматривать кварцито-сланцевые толщи докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса в качестве фрагментов субплатформенного чехла, накопление которого происходило в пределах шельфовой части пассивной окраины крупного континентального блока [7].

Проведенные в последнее десятилетие исследования кварцито-сланцевых толщ с использованием U–Pb метода изучения обломочного циркона позволили выделить в западной части Центрально-Азиатского пояса два стратиграфических уровня накопления кварцито-сланцевых толщ – раннедокембрийский и позднедокембрийский. Более древние кварцито-сланцевые толщи выделены в строении террейнов юго-западного Казахстана (Улутауский, Чуйско-Кендыктасский) и Северного Тянь-Шаня. Конкордатные оценки возрастов наиболее молодой популяции детритового циркона составляют примерно 1700 млн лет, что указывает на накопление толщ на домезопротерозойском континентальном основании [2, 4]. Позднедокембрийские кварцито-сланцевые толщи распространены на больших площадях и выявлены в пределах террейнов Северного, Центрального Казахстана и Северо-западного Китая [8–10]. Наибольшей областью их распространения в западной части ЦАСП является Актау-Илийский континентальный блок, объединяющий Актау-Моинтинский (Центральный Казахстан), Джунгарский (Южный Казахстан) и Илийский (Северный Китай) террейны [7]. На сегодняшний день наиболее

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

изученными являются кварцито-сланцевые толщи Актау-Моинтинского и Илийского террейнов. Результаты изотопно-геохронологического изучения обломочного циркона из этих толщ позволяют рассматривать их в качестве фрагментов единой осадочной последовательности, накопление которой происходило в конце мезо- начале неопротерозоя (~1200 – ~900 млн лет) [8, 10].

Геохронологическое изучение метаосадочных толщ Джунгарского террейна (Южный Казахстан) до настоящего времени не проводилось, поэтому сопоставление его комплексов с близкими по строению и составу образованиями других террейнов затруднено. В строении Джунгарского террейна традиционно выделяются мощные метаосадочные последовательности ранне- и позднедокембрийского возраста [3]. Наиболее низкое структурное положение занимает сарычабынская серия, сложенная кварц-сланцевыми, плагиоклаз-кварц-сланцевыми и слюдяными сланцами, гнейсами, амфиболитами, кальцифирами, чередующимися со слюдистыми кварцитами, мраморами. Раннедокембрийский возраст серии принимался на основании высокой степени метаморфизма пород, а также сопоставления с метаморфическими комплексами Кокчетавского террейна (зерендинская серия), Северного Тянь-Шаня (макбальская серия), которые относились к архею – раннему протерозою [5]. К гнейсам и амфиболитам серии приурочены поля развития мигматитовых жил и интрузивных тел гнейсо-гранитов сарычабынского, тентексайского и басканского комплексов. Полученные разными методами оценки возраста мигматитов и гнейсо-гранитов этих комплексов находятся в интервале от ~830 до ~920 млн лет, что в первом приближении определяет верхний возрастной предел накопления метаосадочных толщ серии [1, 6].

Для определения нижнего возрастного предела накопления пород сарычабынской серии была отобрана проба двуслюдяных сланцев на левом берегу р. Коксу (проба ТТ-230 44°44'29.7" с.ш.; 79°05'20.7" в.д). Было выполнено U–Pb датирование (LA-ICP-MS) (ГИН РАН по методике [11]) 127 зерен циркона, из которых для 92 получены конкордантные оценки возрастов с преобладающим интервалом от 891 до 1838 млн лет. Присутствие в сланцах циркона с оценками возраста менее 1 млрд лет, скорее всего, является следствием процессов мигматизации при внедрении гнейсо-гранитов. В этом случае наиболее молодой статистически значимый максимум 1027 млн лет может соответствовать нижнему возрастному пределу накопления метаосадочных пород сарычабынской серии. Другие конкордантные оценки возрастов циркона характеризуются максимумами 1070, 1149, 1194, 1298, 1377, 1454, 1596, 1630 и 1674 млн лет. Единичные зерна имеют неоархейский и раннепалеопротерозойский возраст (2490±8 и 2629±8 млн лет).

Более высокое структурное положение среди докембрийских толщ Джунгарского террейна занимает косагашская свита, сложенная слюдитыми кварцитами, кварцито-сланцами, кордиерит-слюдяно-кварцевыми, гранат-кордиерит-слюдяными, андалузит-слюдяно-кварцевыми, полевошпат-слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями кальцифиров и мраморов. Возраст косагашской свиты принимался раннерифейским на основании сходства с кварцито-сланцевыми толщами Кокчетавского террейна (кокчетавская серия), а также на основании оценки возраста циркона (1100–1300±100 млн лет), полученной свинцово-изохронным методом [3].

Нами было выполнено U–Pb датирование (LA-ICP-MS) (ГИН РАН по методике [11]) циркона из мусковитовых кварцито-сланцев (проба ТТ-233 44°42'22.4" с.ш.; 79°00'39.9" в.д.), отобранной на левом берегу р. Коксу. Проанализировано 120 зерен циркона, из которых для 96 получены конкордантные оценки возрастов с преобладающим интервалом от 1152 до 1851 млн лет и основными максимумами 1220, 1341, 1483, 1588, 1682, 1771 и 1826 млн лет. Единичные зерна имеют раннепалеопротерозойский возраст 2116±10 и 2127±10 млн лет. Наиболее молодой максимум распределения возрастов циркона в породах косагашской свиты составляет 1220 млн лет, что определяет нижний возрастной предел накопления ее протолитов.

Сопоставление результатов U–Pb геохронологического изучения зерен обломочного циркона из сланцев и кварцитов демонстрируют высокие степени перекрытия и сходства. Полученные результаты указывают на то, что породы сарычабынской серии являются более высоко метаморфизованными аналогами кварцитов и сланцев косагашской свиты. Более высокая степень метаморфизма может быть связана с процессами мигматизации при внедрении гранитоидов сарычабынского, тентексайского и басканского комплексов.

Таким образом, метаосадочные породы обоих подразделений представляли собой единую осадочную последовательность, накопление которой происходило в конце мезо- – начале неопротерозоя (~1200 – ~900 млн лет) за счет эрозии комплексов мезо- и палеопротерозойского возраста.

Близкие по строению и возрасту кварцито-сланцевые и кварцито-сланцево-карбонатные толщи развиты в пределах Илийского террейна (комплекс Венчуань), в строении Актау-Моинтинского террейна (киикская серия), а также террейнов Северного Казахстана (Кокчетавский, Ерементау-Ниязский, Ишкеольмесский), что позволяет рассматривать их в качестве фрагментов единого позднедокембрийского субплатформенного чехла, накапливавшегося на мезопротерозойском основании.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-77-00082.

Литература

1. Алексеев Д.В., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Каныгина Н.А. Раннепротерозойские (~920 млн лет) гранито-гнейсы Джунгарского Алатау, южный Казахстан: обоснование возраста по результатам U–Th–Pb (SIMS)-датирования // Докл. РАН. Науки о земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 17–21.

2. Алексеев Д.В., Худoley А.К., Дюфрэн С.Э. Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.

3. Барчан Г.Н., Дубровский А.Г., Керн К.В. и др. Геологическая карта Телелийского рудного района, масштаб 1:50000. Объяснительная записка. М.: Мингео СССР, 1985. 180 с.

4. 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 кварцито-сланцевых толщ Чуйского блока (южный Казахстан) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 489. № 1. С. 52–56.

5. Козаков И.К. (ред.) Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 270 с.

6. Попов Н.В., Добрецов Г.Л. Петрология полихронных плутонов (на примере Джунгарского Алатау) Новосибирск: Наука, 1982. 133 с.

7. Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A et al. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and the Tien Shan: an overview // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 44–75.

8. Kanygina N., Tretyakov A., Degtyarev K., Kovach V., Skuzovatov S., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y. Late Mesoproterozoic–early Neoproterozoic quartzite-schist sequences of the Aktau–Moıntıy terrane (Central Kazakhstan): provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // Precam. Res. 2021. V. 354. № 106040.

9. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A. et al. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: implication for continental growth of the Western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 28–43.

10. Huang Z.Y., Long X.P., Yuan Ch. et al. Detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks in the Yili Block: constraints on the affinity of microcontinents in the Southern Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2016. V. 37. P. 39–52.

11. Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts. Sydney, 2018. P. 63.

Глубинное строение Южного Сихотэ-Алиня по результатам полевых исследований и численного моделирования магнитотеллурических данных

Южный Сихотэ-Алинь расположен на юге континентальной части российского Дальнего Востока. Исследуемая территория входит в состав Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС), которая простирается в северо-восточном направлении почти на 1500 км и омывается с юга и востока Японским, а с севера Охотским морями, соединенных между собой Татарским проливом. Южный Сихотэ-Алинь на западе граничит с Ханкайским массивом по Арсеньевскому и Алчанскому разломам, а его восточная граница скрыта под водами Японского моря. Формирование САСС началось в неокоме и продолжалось вплоть до позднего альба в обстановке трансформной окраины при крупномасштабных левосторонних перемещениях по системе окраинно-континентальных сдвигов. Формирование новообразованной континентальной литосферы завершилось внедрением больших объемов гранитоидных магм [2].

В период с 2016 по 2020 годы нами было выполнено пять профилей магнитотеллурических зондирований (МТЗ) с шагом 5–10 км длиной 250–350 км, три из которых расположены вкрест и два – вдоль простиранья САСС [3–7] (рисунок). Проведена регистрация пяти компонент электромагнитного поля Земли электроразведочной станцией MTU-5A с индукционными датчиками МТС-30 и МТС-50, производства фирмы Phoenix Geophysics Ltd (Канада) в широком частотном диапазоне от 10^4 Гц до $4 \cdot 10^{-4}$ Гц. По результатам полевых исследований были построены амплитудные и фазовые кривые МТЗ, индукционные вектора Визе и проведен анализ размерности среды. Выполнена инверсия полученных данных в рамках трехмерной модели с использованием программы ModEM [13] на вычислительных ресурсах ЦКП «Центр данных ДВО РАН» [11], построены геоэлектрические разрезы литосферы до глубины 150 км и карты индукционных векторов Визе.

Результаты инверсии показали сложное строение литосферы под Южным Сихотэ-Алинем. В разрезах, выполненных по профилям, выделены зоны низкого удельного электрического сопротивления (УЭС) в земной коре и верхней мантии, блоки высоких и пониженных УЭС в земной коре и блоки повышенного УЭС в верхней мантии. Зоны низкого УЭС в земной

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения РАН, Хабаровск, Россия

коре связываются с разломами и рудной минерализацией, а в верхней мантии с флюидами и высокой температурой вещества. Наличие блоков повышенного УЭС вероятно вызвано остатками древнего слэба [8, 9, 12].

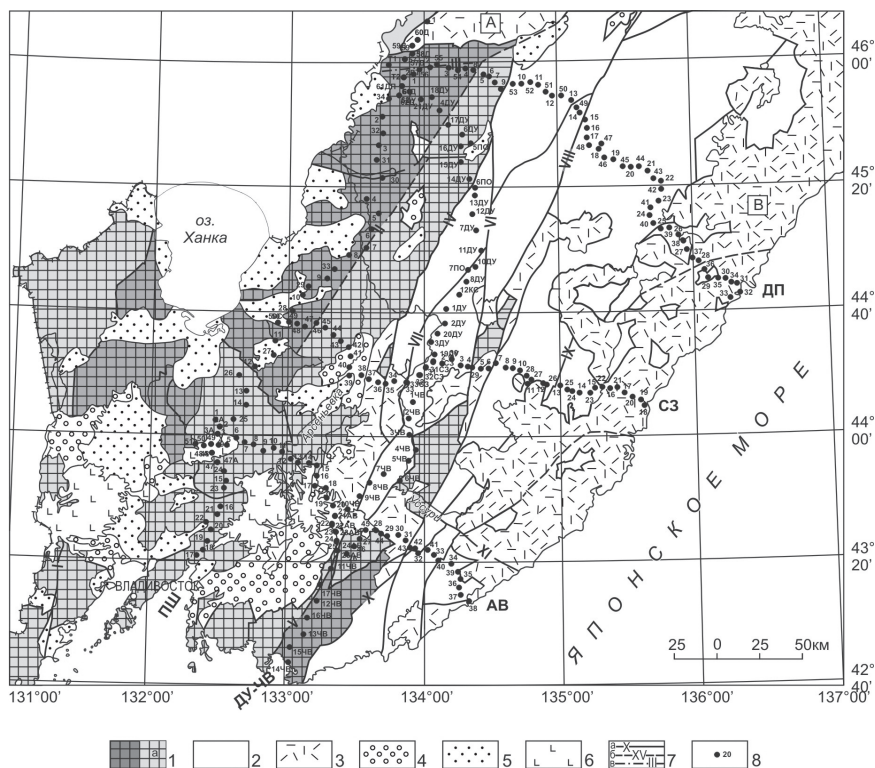


Рис. Тектоническая схема Сихотэ-Алинского орогенного пояса и сопредельных территорий по [1] с профилями магнитотеллурических зондирований. 1 – Ханкайский массив, а – структуры деформированного чехла Ханкайского массива; 2 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 3 – окраинно-континентальные вулканические структуры: А – Алчанский ареал, В – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс; 4 – наложенные меловые впадины; 5 – кайнозойские континентальные впадины; 6 – покровы плато-базальтов, 7 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые, в – скрытые): I – Западно-Приморский, II – Среднеханкайский, III – Дальнереченский, IV – Арсеньевский, V – Партизанский, VI – Меридиональный, VII – Самаркинский, VIII – Центральный, IX – Фурмановский, X – Кривинский, XI – Южно-Приморская группа разломов; 8 – пункты МТЗ и их номера профилей: ДП – г. Дальнереченск – п. Пластун, СЗ – г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная, АВ – с. Абражеевка – п. Валентин, ДУ-ЧВ – г. Дальнереченск – с. Уборка – с. Чугуевка – бух. Врангеля, ПШ – с. Пожарское – п. Шкотово

По картам индукционных векторов Визе было выявлено наличие берегового эффекта и его распространение на изучаемую территорию. Береговой эффект – это магнитотеллурическая аномалия, вызванная контрастом УЭС горных пород континента и морской воды, которое составляет свыше нескольких сотен Ом·м и 0.3–0.4 Ом·м, соответственно. Он проявляется в виде значительного расхождения продольной и поперечной амплитудных кривых МТЗ и увеличении длины вещественных векторов Визе при приближении к береговой линии при увеличении периода регистрации электромагнитного поля Земли. В соглашении Визе-Паркинсона вещественный вектор направлен от зоны повышенной электропроводности к пониженной, т.е. от береговой линии в сторону континента. Влияние берегового эффекта может сказываться на расстоянии до нескольких сотен километров и зависит от параметров геоэлектрического разреза. Анализ карт вещественных векторов Визе показал быстрое уменьшения берегового эффекта на расстоянии первых десятков километров от берега и изменение его величины и направления из-за влияния геоэлектрических неоднородностей в земной коре и верхней мантии. Однако анализ амплитудных кривых МТЗ показал, что береговой эффект слабо влияет на их поведение при приближении к береговой линии. Для выяснения этого противоречия в поведении магнитотеллурических и магнитовариационных параметров было выполнено численное трехмерное моделирование для различных моделей. В качестве исходной была создана горизонтально-слоистая трехмерная модель, построенная на основе обобщения разрезов профилей, полученных ранее на изучаемой территории [3–7, 10]. Модель включала море УЭС 0.3 Ом·м с учётом береговой линии и батиметрии. Расчеты были сделаны для моделей с различными мощностью и УЭС осадочного чехла, глубиной залегания и УЭС основных разломов, глубиной залегания и УЭС астеносферы, наличием блока высокого УЭС в астеносфере, а также их комбинациями. Анализ моделирования показал, что в рамках слоистой модели не удается компенсировать влияние берегового эффекта на поведение амплитудных кривых МТЗ. Основными факторами, влияющими на их поведение, является трехмерность геоэлектрического разреза и, вероятно, его анизотропность.

Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФ №22-27-00031.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (К-52),53) (оз. Ханка). СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист (L-(52), 53; (K-52), 53) – оз. Ханка. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 684 + 8 вкл.

3. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 31–47.

4. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю г. Дальнереченск – с. Рошино – п. Пластун по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 39. № 5. С. 3–13.

5. Каплун В.Б., Бронников А.К. Строение земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по профилю с. Абражеевка – п. Валентин по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 4. С. 3–15.

6. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез литосферы Ханкайского массива по профилю с. Пожарское – п. Шкотово по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 6. С. 20–33.

7. Каплун В.Б., Бронников А.К. Геоэлектрический разрез литосферы центральной части юга Сихотэ-Алинской складчатой системы по профилю г. Дальнереченск – зал. Находка по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеанская геология. 2022. № 4. С. 60–74.

8. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 84–108.

9. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.

10. Никифоров В.М., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Дмитриев И.В., Старжинский С.С., Шкабарня Г.Н. Особенности флюидного режима литосферы в зоне сочленения Южного Приморья и Японского моря по комплексу геофизических данных // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 54–64.

11. Сорокин А.А., Макогонов С.В., Королев С.П. Информационная инфраструктура для коллективной работы ученых Дальнего Востока России // Научно-техническая информация. Серия 1: Организация и методика информационной работы. 2017. № 12. С. 14–16.

12. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных

плит. Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.

13. *Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K.* ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // *Computers & Geosciences*. 2014. V. 66. P. 40–53. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>

**А.А. Карташов¹, С.П. Левшунова¹, Д.А. Горлов¹,
А.А. Корнеев¹, С.Р. Иванова¹**

Тектонический аспект формирования углеводородов в осадочном комплексе Республики Калмыкия

Территория Республики Калмыкия является частью Северо-Кавказской нефтегазоносной провинции (НГП) – старейшей в России по началу добычи нефти. В 2022 г. исполняется 158 лет с начала бурения первой нефтяной скважины в стране. За весь период проведения геологоразведочных работ на Северном Кавказе было открыто более 350 месторождений нефти и газа. В связи со значительной выработанностью начальных разведанных запасов углеводородов, остро стоит проблема подготовки новых промышленных запасов. Крайне высокая степень освоенности ресурсной базы углеводородов Северо-Кавказской НГП требует выработки здесь новых направлений поисково-разведочных работ.

Непосредственно в пределах Северо-Кавказской НГП Республика Калмыкия территориально принадлежит к южной части Северо-Каспийского и к Среднекаспийскому бассейну, которые в геодинамическом отношении относятся к бассейнам типа древних пассивных окраин [2].

На территории Калмыкии выделяются следующие крупные тектонические элементы: кряж Карпинского, зона Манычских прогибов. Каракульско-Смушковская зона поднятий и юго-западный борт Прикаспийской впадины [2].

В осадочном чехле этих бассейнов развиты шесть нефтегазоносных систем. Три системы (мел-эоценовая, юрская и верхнепермско-триасовая)

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт, Москва, Россия

развиты преимущественно в Среднекаспийском бассейне. Две верхние системы (плиоцен-четвертичная и олигоцен-миоценовая) содержат отдельные промышленные скопления углеводородов в Среднекаспийском НГБ. Самая нижняя (девон-нижнепермская) система является промышленно нефтегазоносной на юге Северо-Каспийского бассейна. Осадочный чехол южной части Северо-Каспийского НГБ представлен отложениями девон-четвертичного возраста общей мощностью до 10 км [2]. Осадочный чехол Среднекаспийского бассейна представлен отложениями широкого стратиграфического диапазона – от каменноугольных до плейстоцена. Породы каменноугольного комплекса представлены рифовой и терригенно-карбонатной обломочными формациями мощностью более 1.5 км, испытавшими низкую степень метаморфизма. Пермо-триасовый комплекс образован различными типами формаций: вулканогенной (кислые вулканиды) вулканогенно-осадочной, рифовой, терригенно-карбонатной и терригенной. Триасовые отложения в составе комплекса являются промышленно нефтегазоносными. Юрский комплекс по составу представлен терригенной формацией ранне-среднеюрского возраста и терригенно-карбонатной формацией поздней юры. Комплекс почти повсеместно содержит залежи УВ. Мел-эоценовый комплекс развит почти повсеместно и представлен двумя типами формаций: терригенной раннемелового возраста, содержащей значительное число залежей УВ, и терригенно-карбонатной позднемелового–эоценового возраста, содержащей единичные залежи УВ. Оligocen-миоценовый комплекс подразделяется на две основные толщи: нижнюю, известную под названием майкопской серии, и верхнюю, представленную горизонтами среднего миоцена и нерасчлененными отложениями верхнего миоцена – нижнего плиоцена [2]. На территории Калмыкии в них обнаружены единичные залежи УВ.

Процесс формирования углеводородов в указанных осадочных комплексах определяется в основном фациально-генетическим типом исходного ОВ и стадией его катагенетической превращенности, фациальными условиями его преобразования в стадию седиментогенеза и раннего диагенеза. На формирование окончательного углеводородного продукта влияют также явления миграции, как вертикальной, так и латеральной. Так, в результате проведенного исследования установлено наличие миграционного потока углеводородных флюидов с востока, из части Среднекаспийского бассейна, находящейся под современной акваторией Каспийского моря. При этом поверхности стратиграфических несогласий способствуют успеху дальней латеральной миграции.

В зоне сочленения юго-западного борта Прикаспийской впадины и Каракульско-Смушковой зоне поднятий в тектонически напряженной зоне существуют условия для осуществления вертикальной миграции –

перетоков углеводородов из подсолевых отложений в надсолевые по зонам разрывных нарушений. Наличие высоких концентраций эпигенетических битумоидов (более 0.15%) установлено здесь в породах с субокислительными условиями преобразования ОВ в стадию седиментогенеза и раннего диагенеза.

Кроме того, именно на территории Республики Калмыкия установлены тектонические факторы, оказавшие мощное влияние на процесс и масштаб генерации углеводородов. Так, занимаясь вопросами формирования консолидированной коры Прикаспийской нефтегазоносной провинции, Ю.А. Волож, Г.Е. Некрасов, Т.Н. Хераскова и др. по результатам комплексной интерпретации данных сейсморазведки (МОГТ, КМПВ, ГСЗ) и гравиметрии обнаружили утонение земной коры к юго-востоку от бортового уступа в 1.5–2.3 раза. При этом скорости продольных сейсмических волн в верхней части коры составляют 6.4–6.5 км/с, что вполне допустимо для базитовых вулканических комплексов [1]. На участке шириной в несколько десятков километров у подножия Скифского террейна ими отмечаются скорости сейсмических волн, близкие по значению для океанической коры – 6.7 км/с, плотность – 2.9 г/см³. На основании полученных данных ими спрогнозировано развитие океанического (базитового) типа земной коры на территории Республики Калмыкия [1]. При серпентинизации базальтов происходит генерация свободного водорода, который путем гидрирования органического вещества увеличивает его способность к генерации повышенных количеств углеводородов [4]. На проявление этого процесса на территории Республики Калмыкия может указывать аномально высокое (свыше 20%) количество водорода в составе водорастворенных газов мезозойского комплекса Каспийского месторождения, расположенного в непосредственной близости к акватории Каспийского моря.

Кроме того, в качестве дополнительного тектонического фактора, оказывающего позитивное влияние на формирование углеводородов в пределах территории Республики Калмыкия, можно рассматривать нахождение ее в зоне воздействия активного сквозного Евро-Африканского тектонического пояса, обуславливающего активность тектонических структур, наличие газогеохимических аномалий глубинного генезиса, а главное – наличие аномалий теплового потока [3]. По результатам бурения Мынтобинской скважины в южной части Прикаспийской впадины выявлены аномально высокие значения вертикального геотермического градиента, величина которого превышает 500 с/км при средних значениях по региону 15–200 с/км. На Мынтобинском участке выявлен локальный гравитационный минимум, однако в магнитном поле локализован относительный максимум, что свидетельствует о том, что ядро кристаллического фундамента разуплотнено и магнитоактивно [3]. Мынтобинский

выступ приурочен к грабену. Прогрев глубинными флюидами в зоне прохождения Евро-Африканского тектонического пояса на территории Республики Калмыкия повышает степень катагенетической преобразованности органического вещества в осадочном комплексе. Это особенно важно для мезо-кайнозойских отложений, степень катагенетической преобразованности которых на территории Республики Калмыкия не всегда достигает стадии катагенеза МК1-2, что повышает шансы вхождения их в главную зону нефтеобразования. К тому же указанные авторы называют Сарпинский прогиб авлакогеном и относят его к структурам раздвига, что также повышает перспективы нефтегазоносности слагающих его молодых мезо-кайнозойских комплексов за счет дополнительного прогрева глубинными теплоносителями. Опесчанивание разрезов к бортам Сарпинского прогиба способствует дальней латеральной миграции.

Таким образом, выявленные особенности тектонического строения территории Республики Калмыкия, океанический тип земной коры и расположение в зоне прохождения Евро-Африканского тектонического пояса повышают перспективы нефтегазоносности слагающих ее чехол комплексов.

Литература

1. Волож Ю.А., Некрасов Г.Е., Антипов М.П., Сапожников Р.Е., Хераскова Т.Н. Новый взгляд на формирование консолидированной коры Прикаспийской нефтегазоносной провинции // Материалы тектонического совещания «Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2022». М.: ГЕОС, 2022. С. 114–119.
2. Гулиев И.С., Левин Л.Е., Федоров Д.Л. Углеводородный потенциал Каспийского региона. Москва-Баку, 2003. 126 с.
3. Огаджанов В.А., Огаджанов А.В. О природе Мынтобинской геотермической аномалии // Недра Поволжья и Прикаспия. 2019. Вып. 99. С. 75–81.
4. Levshounova S.P. Hydrogen in petroleum geochemistry – «Terra Nova», no. 3, 1992, pp. 579–585.

Морфология и стратиграфический возраст раннеюрских базальтовых покровов архипелага Земля Франца-Иосифа

Платобазальты архипелагов Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и Свальбард вместе с магматическими провинциями Северной Гренландии, Канадского Арктического архипелага, хребта Альфа-Менделеева и архипелага Де-Лонга является составной частью Крупной магматической провинции Высокой Арктики (NALIP). Формирование этой провинции по геохронологическим и стратиграфическим данным оценивается интервалом 130–80 млн лет. Вместе с тем, результаты Ar/Ar датирования базальтов о. Земля Александры (191.4 ± 3.2 и 195.1 ± 6.3 млн лет) и о. Гукера (189.1 ± 11.4 млн лет) свидетельствуют о том, что на территории ЗФИ кроме раннемеловых присутствуют и более древние, раннеюрские базальтовые покровы [3, 8].

Подавляющее большинство островов ЗФИ сложены покровами раннемеловых базальтов, которые занимают, как правило, самое верхнее гипсометрическое положение, бронируя разрезы подстилающих осадочных пород. Этими эрозионными останцами обусловлен фирменный рельеф столовых гор архипелага.

Раннеюрские базальты по палинологическим данным и морфологическим признакам установлены нами на островах Гукера, Скотт-Келти, Мей и Ли-Смита (рис. 1) [2], хотя имеются сведения о присутствии их на других островах архипелага [4]. В отличие от раннемеловых базальтов, обладающих хорошо выраженной столбчатой (реже глыбовой и массивной) отдельностью (рис. 2, а, б) и слагающих мощные (300–380 м и более) стратифицированные разрезы [6], раннеюрские формируют единичные двухярусные покровы (рис. 2, в–е). Нижний ярус этих покровов сложен крупнстолбчатыми колонновидными базальтами, а верхний – мелкостолбчатыми хаотично-веерными.

Базальтовые покровы с такой текстурой впервые детально были описаны в 1940 году [12]. Базальты нижнего яруса получили название «колоннада», верхнего – «антаблемент». Непременным условием образования антаблемента является быстрое затопление излившихся базальтов водой [5, 7, 9–11].

На о. Гукера (рис. 1) раннеюрскими (189.1 ± 11.4 млн лет) базальтами с текстурой колоннада/антаблемент (рис. 2, в) сложены плато Седова (обн. 38, 239 и 368), западная часть острова (обн. 402) и, возможно, юго-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

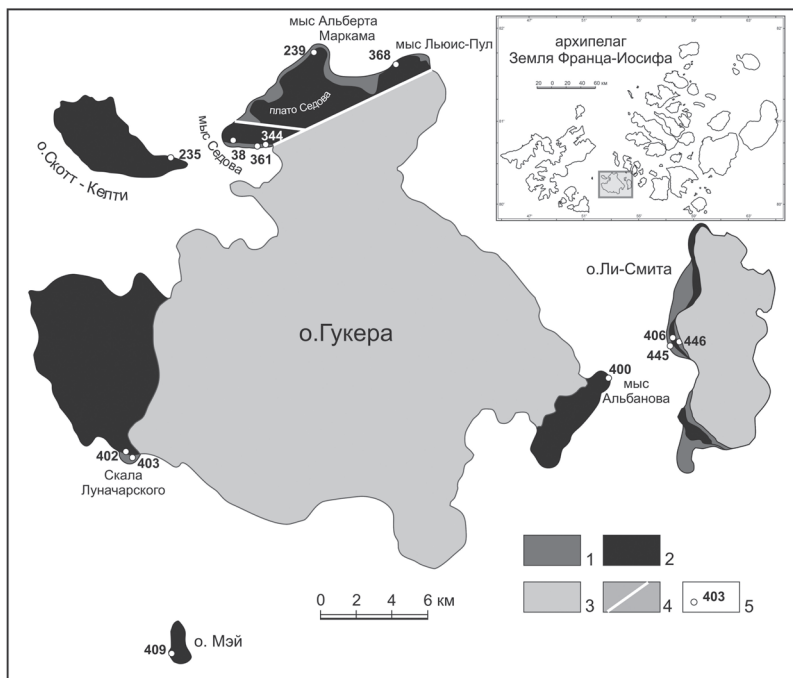


Рис. 1. (а) Контурная карта ЗФИ с позицией района исследований; (б) Схематическая геологическая карта островов Гукера, Скотт-Келти, Мей и Ли-Смита (по [2] с изменениями).

1 – раннеюрские пески и песчаники; 2 – раннеюрские базальты с текстурой колоннада/антаблемент; 3 – осадочно-вулканогенные породы средней юры и раннего мела нерасчлененные; 4 – разломы; 5 – номера обнажений

восточная (обн. 400). На южном склоне плато Седова базальтовый покров залегает на туфах, гиалокластитах и пиллоу-лавах (обн. 344), с зонами заделки на контакте. Этот вулканогенный разрез подстилается толщей кварцевых песков (обн. 361), содержащих споро-пыльцевой палинокомплекс раннего тоара, в котором преобладают (90% от суммы всех палиноморф) диноцисты, что указывает на морской генезис осадков [2]. На юго-западе острова, в районе мыса Скалы Луначарского (обн. 403) подстилающие базальтовый покров пески формировались в прибрежно-морских условиях и содержат палинокомплекс (споры, пыльцу и диноцисты) плинсбаха – раннего тоара [2].

Базальтовыми покровами с текстурой колоннада/антаблемент сложены острова Скотт-Келти (рис. 2, г) и Мей (рис. 2, д), однако подстилающие и перекрывающие их осадочные пород не обнажены.

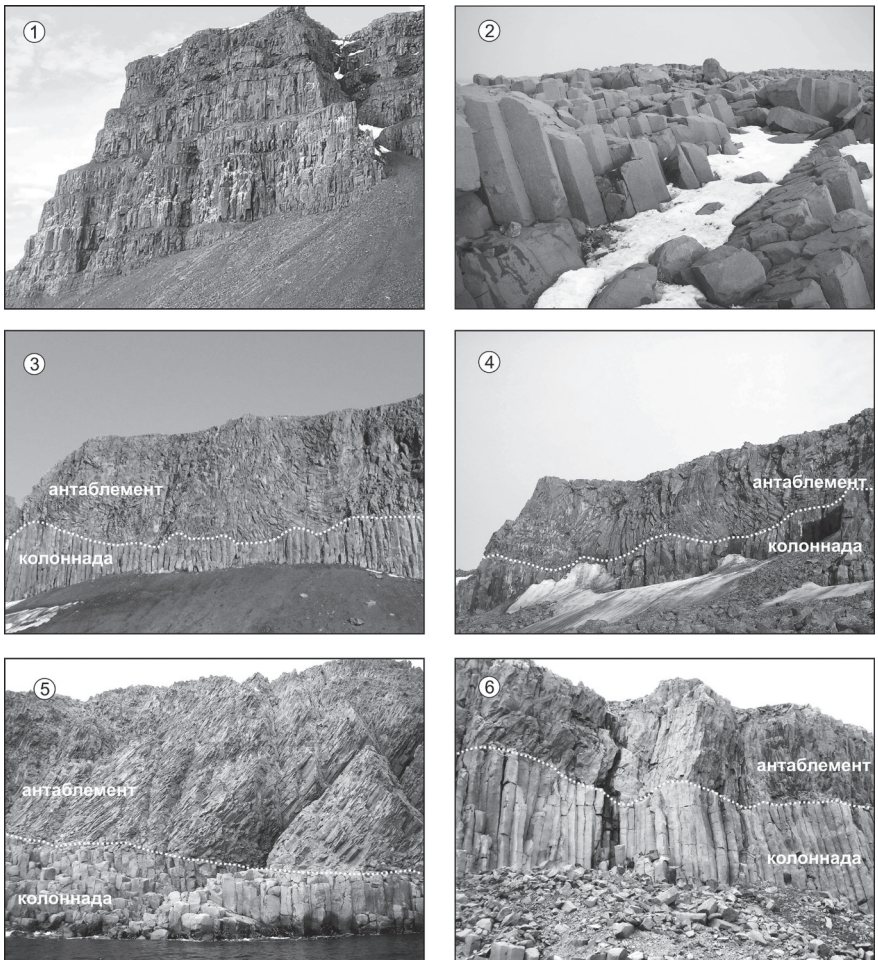


Рис. 2. Морфология базальтовых покровов ЗФИ. Раннемеловые покровы: 1 – о. Земля Георга, мыс Краутера; 2 – о. Земля Александры, район мыса Натурского. Раннеюрские покровы: 3 – о. Гукера, мыс Альберта Маркама; 4 – о. Скот-Келти; 5 – о. Мей; 6 – о. Ли-Смита

Наиболее полный раннеюрский осадочно-вулканогенный разрез расположен на западе о. Ли-Смита (рис. 1, рис. 2, е). Здесь базальтовый покров (обн. 406) с текстурой колоннада/антаблемент не только подстилается (обн. 445), но и перекрывается (обн. 446) толщами песков. Видимая мощность нижней толщи полевошпат-кварцевых песков, около 65 м. Пески содержат фрагменты углефицированной древесины. На контакте

с вышележащими базальтами в них присутствует хорошо выраженная эндоконтактная зона закалки. Пески верхней толщи, по составу граувакковые, залегают на базальтах согласно, без зоны закалки на контакте. Как и нижняя, верхняя толща на полную мощность не обнажена – перекрыта ледниковой мореной. Видимая мощность толщи не более 20 м.

Палинокомплекс плинсбаха из нижней части нижней толщи песков характеризуется обилием спор и пыльцы растений, а также микропланктона (*Spheripollenites subgranulatus* Couper / *Halosphaeropsis liassicus* Madler). В средней части определены споры *Contignisporites* spp., *Marattisporites scabratus*, *Dictyophyllum* sp. нижнего тоара [2]. Это указывает на формирование осадков в прибрежно-морской палеообстановке.

В верхней толще установлен палинокомплекс верхнего тоара с массовой встречаемостью диноцист (преимущественно *Nannoceratopsis* spp.), низким участием спор и пыльцы растений, свидетельствующих о формировании осадков в открыто-морской палеообстановке [2].

Помимо возраста и обстановок седиментации, пески верхней толщи от песков нижней различаются и по минеральному составу. Пески верхней толщи содержат единичные зерна пироксена, отсутствующие в песках нижней толщи (М.И. Тучкова (ГИН РАН), устное сообщение).

Выводы

Приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы:

1. Наличие на территории ЗФИ раннеюрского вулканизма следует не только из результатов изотопного датирования базальтов [8], но и палиностратиграфических данных [2].

2. Раннеюрские базальтовые покровы обладают специфическим морфологическим признаком – текстурой колоннада/антаблемент, что отличает их от базальтовых покровов раннемелового возраста.

3. Раннеюрский вулканизм проявился в течение ограниченного промежутка времени – граница раннего и позднего тоара (~180 млн лет по версии 2022/02 Международной хроностратиграфической шкалы).

4. Излияние раннеюрской базальтовой лавы, судя по составу выявленных палинокомплексов, происходило в прибрежно- и открыто-морской обстановках. В результате наступившей сразу же после излияния морской трансгрессии базальты были залиты водой, что явилось решающим фактором для формирования в них верхнего антаблементного яруса.

5. Наличие единичных зерен пироксена в верхнетоарских песках верхней толщи о. Ли-Смита является следствием начала размыва раннеюрских базальтов, который многократно усилился в среднеюрское время. Этим объясняется факт наличия в тяжелой фракции ааленских и батских глин фиумской свиты аномально высоких концентраций (до 85%)

моноклинных пироксенов и рудных минералов, а в легкой – основного плагиоклаза [1].

Полученные данные свидетельствуют о правомерности выделения в истории развития ЗФИ раннеюрского этапа магматизма [8].

Литература

1. Дибнер В.Д., Разин В.К., Ронкина З.З. Литология и условия формирования мезозойских отложений Земли Франца-Иосифа // Труды НИИГА. 1962. Т. 121. С. 44–74.

2. Карякин Ю.В., Александрова Г.Н. Раннеюрский платобазальтовый вулканизм архипелага Земля Франца-Иосифа: геологические и палиностратиграфические данные // Стратиграфия. Геологическая Корреляция. 2023 (в печати).

3. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. АН. 2009. Т. 425. № 2. С. 213–217.

4. Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83.

5. Degraff J.M., Aydin A. Surface morphology of columnar joints and its significance to mechanics and direction of joint growth // Geol. Soc. Am. Bull. 1987. V. 99. № 5. 605–617. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<605:smocja>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<605:smocja>2.0.co;2).

6. Dibner V.D. (Ed.) Geology of Franz Josef Land // Norsk Polarinst. Meddelelser. Oslo. 1998. Nr. 146. 190 p.

7. Forbes A.E.S., Blake S., Tuffen H. Entablature: fracture types and mechanisms // Bull. Volcanol. 2014. V. 76. № 5. <https://doi.org/10.1007/s00445-014-0820-z>.

8. Karyakin Yu.V., Sklyarov E.V., Travin A.V. Plume Magmatism at Franz Josef Land // Petrology. 2021. V. 29. № 5. P. 528–560. <https://doi.org/10.1134/S0869591121050027>.

9. Long P.E., Wood B.J. Structures, textures, and cooling histories of Columbia River basalt flows // Geol. Soc. Am. Bull. 1986. V. 97. № 9. P. 1144–1155. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1986\)97<1144:stacho>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1986)97<1144:stacho>2.0.co;2).

10. Lyle P. The eruption environment of multi-tiered columnar basalt lava flows // J. Geol. Soc. 2000. V. 157. № 4. P. 715–722. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.4.715>.

11. Saemundsson K. Interglacial lava flows in the lowlands of Southern Iceland and the problem of two-tiered columnar jointing // Jökull. 1970. V. 20. P. 62–77.

12. Tomkeieff S.I. The basalt lavas of the Giant's Causeway district of Northern Ireland // Bull. Volcanol. 1940. V. 6. № 1. P. 89–143. <https://doi.org/10.1007/bf02994875>.

**Палеомагнетизм центральной части
Центрально-Азиатского складчатого пояса
(Тува, Монголия)**

Последние двадцать лет центральная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – Монголия и Тува, систематически исследовалась палеомагнитным методом [1–6, 8, 9, 11, 12]. В настоящее время имеющихся палеомагнитных данных уже достаточно для выполнения первых обобщений и систематизаций, представляющих интерес для понимания постаккреционной геодинамики территорий Монголии и Тувы. В данной работе приведены результаты подобного обобщения и рассмотрены варианты геодинамических гипотез в какой-то степени объясняющих особенности палеомагнетизма в ЦАСП на территории Тувы и Монголии.

Обобщение палеомагнитных данных по Туве и Монголии показало, что кривые широтного перемещения Сибири [7], Тувы и северной Монголии отличаются незначительно. Поэтому, возможно, эти геологические блоки, начиная с ордовика, перемещались как единое геологическое тело. Южнее Монголо-Охотской сутуры к западу от меридиана 107° палеошироты формирования позднекаменноугольных–пермских толщ близки к «сибирским» [7], а к востоку от меридиана – к «северокитайским» [10, 13]. Широкие вариации склонений намагниченности толщ, расположенных южнее Монголо-Охотской сутуры, возможно, могли быть связаны со сдвиговыми перемещениями, которые были активны в южной Монголии в различные периоды позднего фанерозоя. Районы Тувы и Монголии резко различаются по набору компонент естественной остаточной намагниченности фанерозойских пород. В Монголии широко распространено пермское перемагничивание пород магнитным полем обратной полярности. В Туве пермское перемагничивание практически не выявлено, но установлено широкое распространение вторичной намагниченности, направленной хаотически.

Литература

1. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е. Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. N5. С. 81–96.

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

2. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 88–106.
3. Коваленко Д.В., Лобанов К.В. Палеомагнетизм среднедевонских геологических комплексов центральной Тувы // Докл. РАН. 2018. Т. 479. С. 298–301.
4. Коваленко Д.В., Лобанов К.В. Новый палеомагнитный полюс для силурийских геологических толщ Тувы // Докл. РАН. 2018. Т. 483. № 4. С. 246–251.
5. Коваленко Д.В., Бузина М.В., Лобанов К.В. Палеомагнетизм ордовикских и раннекарбоновых геологических комплексов Тувы // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 124–130.
6. Коваленко Д.В., Бузина М.В., Лобанов К.В. Новые палеомагнитные данные для девон-раннекарбоновых геологических толщ Тувы // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 1. С. 121–126.
7. Павлов В.Э. Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореф. дис. ... доктора физ.-мат. наук. М., 2016. 48 с.
8. Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y. et al. Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia)' implications for the paleogeography of Siberia // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B6. P. 13509–13518.
9. Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V. V., Fedorova N.M., Meert J.G. Late Paleozoic paleomagnetism of South Mongolia: Exploring relationships between Siberia, Mongolia and North China // Gondwana Research. 2016. V. 40. P. 124–141.
10. Huang B., Yan Y., Piper J.A., Zhang D., Yi Z., Yu S., Zhou T. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of the East Asian blocks during Late Paleozoic and Early Mesozoic times // Earth-Science Reviews. 2018. V. 186. P. 8–36.
11. Ren Q., Zhang S. Sukhbaatar T., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H., Gao Y., Jin X. Did the Boreal Realm extend into the equatorial region? New paleomagnetic evidence from the Tuva–Mongol and Amuria blocks // Earth Planet. Sci. Lett. 2021. V. 576. P. 117246.
12. Zhao P., Appel E., Xu B., Sukhbaatar T. First paleomagnetic result from the Permian volcanic rocks in northeastern Mongolia: evolutionary implication for the Paleo-Asian ocean and the Mongol-Okhotsk ocean // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2020.
13. Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: Toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // Earth-Science Reviews. 2017. V. 171. P. 492–519.

Метаморфические комплексы Центральной Азии

Результаты геологических, геохронологических и Sm-Nd изотопных исследований позволили обосновать выделение возрастных рубежей и условий формирования метаморфических комплексов в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) южного обрамления Восточно-Сибирской платформы.

Ранний докембрий. Метаморфические комплексы раннего докембрия, как возрастные аналоги фундамента древних платформ, установлены в составе Байдарикского и Тарбагатайского террейнов в структурах Центральной Азии [2, 3, 9]. Байдарикский террейн включался ранее в состав фундамента Дзабханского микроконтинента, рассматриваемого как раннедокембрийский. Позднее было показано, что раннедокембрийским является только Бумбугерский блок северо-западной части Байдарикского террейна. Становление его структуры определяют граниты с возрастом циркона 1825 ± 5 млн лет (ID TIMS). В данном блоке были выделены архейский байдарагинский и раннепротерозойский бумбугерский комплексы [2, 9]. В развитии последнего установлено проявление метаморфизма, достигающего уровня гранулитовой фации в интервалах 2410–2360 и 1850–1860 млн лет [3]. Реконструкция положения Бумбугерского блока в раннем протерозое, позволила сделать заключение о его близости Сино-Корейскому кратону [4]. Формирование гнейсов байдарагинского комплекса и метаморфизм гранулитовой фации происходили около 2650 и 2500 млн лет назад. Присутствие в гнейсах бумбугерского комплекса цирконов с возрастом ~ 2500 млн лет показывает, что породы архейской нижней коры становились источниками раннепротерозойской верхней коры [3].

В Тарбагатайском террейне установлены раннедокембрийский идерский и раннепротерозойский джаргалантский комплексы. Наиболее древними образованиями идерского комплекса являются эндербитогнейсы с возрастом 2542 ± 2 млн лет [11]. Возраст гранулитового метаморфизма составляет 1855 ± 3 млн лет. Завершение раннедокембрийского метаморфизма фиксируют постагрегационные анортозиты с возрастом 1784 ± 10 млн лет.

Ранний неопротерозой. Террейны неопротерозоя сложены тектоническими пластинами и блоками пород разного возраста, состава и проис-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

хождения [5]. Присутствие в Дзабханском террейне пород островодужных комплексов с возрастом около 960–930 и 880–860 млн лет, предполагает проявление корообразующих процессов в палеоокеанической области в период относительно стабильного существования суперконтинента Родиния – 1000–860 млн лет. С периода около 860 млн лет в древних кратонах фиксируются процессы дивергенции, определяющие ранние стадии распада Родинии [5]. В Дзабханском террейне в период 860–850 млн лет установлено формирование зрелой континентальной коры. В интервале 810–780 млн лет продолжалось формирование континентальной коры террейнов Хангайской группы и ее сочленение с комплексами палеоокеанического бассейна. Предполагается существование субдукционных зон в палеоокеанической области обрамления Родинии в конце мезопротерозоя – начале неопротерозоя [5].

Поздний неопротерозой – ранний палеозой. Большинство пород, связанных с метаморфизмом позднего неопротерозоя переработано в ходе метаморфизма раннего палеозоя. Можно полагать, что они связаны с развитием единой или сближенных зон конвергенции в пределах Палеоазиатского океана. Не вовлечены в структурно-метаморфические преобразования раннего палеозоя только породы *Южно-Хангайского метаморфического пояса* (ЮХМП) позднего венда (570–540 млн лет). Он установлен между раннедокембрийским Бумбутерским блоком Байдарикского террейна и офиолитами Баян-Хонгорской зоны, сформированными в интервале 665–577 млн лет. Завершение раннего эпизода метаморфизма (повышенного давления) ЮХМП определяют дистенсодержащие граниты с возрастными 561±12, 562±2 и 571±9 млн лет; поздний эпизод метаморфизма происходил в интервале 550–540 млн лет. При этом как в породах раннедокембрийского блока, так и в офиолитах Баян-Хонгорской зоны не фиксируются проявления наложенных поздневендских структурно-метаморфических преобразований, связанных с развитием ЮХМП. Можно полагать, что их положение в современной структуре обусловлено более поздними сдвиговыми деформациями.

Южно-Алтайский метаморфический пояс представлен в тектонических пластинах, южного склона Гобийского, Монгольского и Китайского Алтая и Восточном Казахстане. В них уровень метаморфизма достигал условий амфиболитовой и, местами, гранулитовой фации. Для пластин Алтая определен возрастной интервал позднего эпизода метаморфизма: 374±2–360±5 млн лет. Ранний эпизод метаморфизма пониженного давления, и поздний – повышенного, происходили в интервалах ~395–385 и 375–360 млн лет; между ними установлена стадия стабилизации [6, 7]. Эти процессы происходили в ходе закрытия Южно-Монгольского океана. С погружением спредингового хребта под активную окраину обрамления каледонского палеоконтинента связан перерыв в развитии субдукцион-

ной зоны в интервале около 380–375 млн лет и метаморфизм раннего эпизода.

Следует отметить, что, как и в развитии ЮХМП, процессы метаморфизма ЮАМП не проявлены в современных структурах его обрамления: герцинского (южного) и раннекаледонского (северного).

Южно-Гобийский метаморфический пояс был сформирован в интервале 230–220 млн лет. Он расположен в зоне сочленения блоков Южно-Гобийского микроконтинента, герцинид Южно-Монгольского пояса и индосинид Внутренне-Монгольского пояса [6]. Его формирование связано с закрытием Внутренне-Монгольского бассейна с океанической корой. Ранее эти образования рассматривались в составе энсиалического комплекса основания раннепалеозойского и докембрийского возраста. Оценка возраста метаморфизма 224 ± 1 млн лет получена U-Pb методом по монациту из гранитов. Кристаллические комплексы этого пояса образуют цепь изолированных выходов среди неметаморфизованных пород толщ герцинид вдоль зоны сочленения герцинид Южно-Монгольского пояса и индосинид Внутренне-Монгольского пояса; уровень метаморфизма в них достигает амфиболитовой фации.

Обзор геофизических данных, касающихся структур Центральной Азии, включая данные о магнитном поле обрамления Сибирской платформы, сейсмические данные о строении коры, а также аномально высокой температуре земной коры позволил сделать предположение, что все относимые к докембрию метаморфические комплексы Центральной Азии имеют неглубокое заложение, бескорневые, залегающие на более молодой постдокембрийской коре [8, 9]. В частности, гранитоиды Нижнебайдарикского массива Хангайского батолита с возрастом 242 ± 2 млн лет и его аналоги [1, 8], прорывающие породы байдарагинского комплекса архея ($t_{Nd}(DM)$ 3–3.2 млрд лет), имеют значения модельных возрастов $t_{Nd}(DM)$, в интервале 1.3–1.5 млрд лет. Можно полагать, что породы метаморфических комплексов Центральной Азии не являются блоками раннедокембрийского фундамента, а представляют собой фрагменты позднедокембрийских и фанерозойских высокометаморфизованных пород, в источниках которых в различной степени присутствует переработанная раннедокембрийская континентальной кора. В целом результаты проведенных геологических, геохронологических и изотопно-геохимических исследований позволили сделать вывод, что раннедокембрийское основание в структурах Центральной Азии присутствует ограничено – только в пределах отдельных блоков, основная же часть гранитов сформирована за счет коры неопротерозойского и раннекаледонского возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-17-00229).

Литература

1. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б. Сальникова Е.Б. Sm-Nd изотопные провинции Центральной Азии // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 2. С. 220–222.
2. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.
3. Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Плоткина Ю.В. Этапы формирования раннепротерозойской нижней коры в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2022. Т. 30. № 2. С. 124–139.
4. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang T., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В. Подковыров В.Н. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия // Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Диденко А.Н. и др. Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 55–65.
6. Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника. 2011. № 3. С. 7–30.
7. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Иванова А.А., Плоткина Ю.В. Этапы формирования Южно-Алтайского метаморфического пояса (Центральная Азия) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 356–370.
8. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др. Длительность Формирования и геодинамическая природа гигантских баголитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского баголита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 79–102.
9. Ранний докембрий в складчатых областях Центральной Азии / Отв. ред. И.К. Козаков. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука, 1993. 266 с.
10. Проблемы тектоники Центральной Азии / Отв.ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2005. 348 с.
11. Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K., Kirnozova T., Azimov P., Wong J., Geng H.Y., Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 1392–1406.

Феномен глобальной голоценовой активизации континентальной коры: индикаторы и природа явления

Голоценовая активизация, как явление глобального уровня, началась на рубеже плейстоцен–голоцен при смене пульсационного режима Земли, когда она перешла из ритма расширения в ритм сжатия. Данное исследование, как и другие работы автора, выполнено в рамках параллельно разрабатываемой базисной модели волновой нелинейной геодинамики [1, 3]. Эта активизация сама по себе является индикатором смены пульсационного режима. Феномен голоценовой активизации, выделенный при изучении новейших структур Поволжья, центра и востока Азии, юго-запада Африки, был переведен рядом публикаций [1–7] в разряд научного факта. Однако для того, чтобы закрепить его в таком качестве, потребуется определенное время. Этому закреплению мешает острый дефицит информации по геологической истории голоцена и сформировавшийся в геологии стереотип «не замечать» масштабности и многообразия голоценовых процессов. Здесь представлен обзор по проведенным исследованиям, с рядом дополнительных соображений по голоценовой геологической истории.

На рассматриваемых структурах с рубежа плейстоцен–голоцен резко активизировался орогенез и сопряженная с ним эрозия, во многом определенное состояние их современного строения и характер их рельефа. С этого рубежа активизировалась знакопеременно-сдвиговая (ЗПС) тектоника и сейсмичность. Вновь сформированные и активизированные в голоцене более ранние разломы – это раскрытые, флюидоводонасыщенные, эманлирующие, активные структуры. Они насыщены минеральными источниками и газовыми аномалиями, в значительной мере определяя характер гидродинамики и гидрохимии подземных вод, оказывая непосредственное влияние и на формирование газового состава атмосферы.

Важно и то, что голоценовой ЗПС-тектоникой и эрозией трансформированы зоны рудогенеза всех металлогенических эпох и в том числе – зоны плейстоценового рудогенеза [5, 7]. Однако действующие сейчас металлогенические и прогнозно-поисковые модели не учитывают этих трансформаций, что негативно сказывается на результативности поисковых работ. И, что особенно важно, *с рубежа плейстоцен–голоцен началось взрывное развитие Человечества*. Голоценовая активизация резко изменила среду обитания Человека.

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

На континентах основными индикаторами голоценового орогенеза, его взбросо-сдвиговой тектоники и эрозии являются, в первую очередь, мезозойско-кайнозойские рифтогенные впадины с надежно стратифицированным разрезом их рыхлых и слабо литифицированных осадков. Все впадины исследованных регионов, в том числе и новейшие их представители, являются в своем современном состоянии *реликтовыми* образованиями. Все они были взброшены в ходе голоценового орогенеза и эродированы. Эрозией в них сняты, в том числе, и осадки плейстоцена. У всех впадин эрозионный, полого-всхолмленный рельеф, морфология которого отражает структуру блоковой матрицы их неоднородно взброшенного в голоцене жесткого фундамента. Амплитуда их взброса достигает километровых величин. В верхней части их осадочного разреза вертикальные смещения значительно меньше, чем у границы с фундаментом. Здесь смещения «глохнут» – разрывные дислокации сменяются пликативными формами – флексурами и складками различной морфологии.

Голоценовые накопительные ландшафты получили лишь локальное развитие в этих реликтовых впадинах – по долинам рек и в (современных) озерах. Современная речная сеть отчетливо дискордантна по отношению к доголоценовой структуре. Реки особенно активно врезаются в механически неустойчивые осадки впадин, с выносом разрушаемого материала во внутриконтинентальные озерные и морские бассейны и за пределы континентов – в океаны и в зоны перехода. Многие вложенные во впадины реки контролируются активизированными в голоцене глубинными разломами. На динамику их водных систем существенное влияние оказывает глобальная ротация. Смещения речной сети в голоцене под влиянием этой ротации иллюстрируют примеры меридиональных долин Зеи и Волги, с их мигрирующими к западу высокими абразионными уступами [2, 7].

Реликтовый характер мезозойско-кайнозойских впадин особенно хорошо выражен в зонах аридизации, где их поверхность препарирована дефляцией. Это характерно, в частности, для структуры Среднего–Нижнего Поволжья, для впадин Центральных Кызыл-Кумов, Чу-Сарысуйской впадины, Монголии, для южной части Амуро-Зейской впадины и рифтогенов Намибии. В то же время, в гумидных зонах востока Азии голоценовые трансформации маскированы их таежными ландшафтами.

Окраины континентов под влиянием глобального сжатия подвергаются в голоцене рифтогенезу и трансгрессии, это хорошо видно на примерах структур востока Азии и юго-запада Африки. На северную часть Амуро-Ханкайского рифтогена (АХР) наложен современный рифтоген Охотского моря. Реликты АХР наблюдались здесь автором в пределах Шантарского архипелага [6], а на Тавричанскую впадину, южную часть АХР, наложена современная рифтогенная Япономорская впадина.

В ОКС Намибии все ее новейшие рифтогены также представляют собой сейчас реликтовые, деформированные голоценовой тектоникой и эрозией структуры [1]. В Западно-Намибийском рифтогене эрозией вскрыто и локализованное в его осадках гидрогенное урановое оруденение (месторождения Лангер-Хейнрич, Аусинасис, Мареника и др.). С запада на эродированную, реликтовую палеодолинную систему этого рифтогена наложена трансгрессия Атлантики. Под воду ушла, в том числе, и западная часть впадины Омаруру, самой крупной палеодолины этого рифтогена.

Голоценовые орогенные поднятия, сложенные устойчивыми литифицированными породами жесткого фундамента впадин, эродированы значительно меньше, чем сами впадины. Они прорабатываются горными реками по разломам, зонам трещиноватости и линейным корам выветривания. Динамика речных потоков значительно выше, чем у рек, дренирующих равнинную поверхность впадин. Сформированные ранее на поднятиях коры выветривания преимущественно сняты площадной голоценовой эрозией. Врезающаяся в поднятия речная сеть препарирует их, с формированием контрастного неравновесного рельефа. Уклон бортов речных долин, вложенных в активизированные в голоцене разломы, часто превышает угол естественного откоса. На таких участках формируются скальные оползни. След подобного явления наблюдался автором при изучении Бурейского оползня [4].

Высота современных орогенных поднятий с наиболее контрастным рельефом характеризует амплитуду их голоценового взброса. Индикаторами служат, в частности, сохранившиеся в них реликты взброшенных вместе с ними впадин. К примеру, на западе Тянь-Шаня сохранились деформированные тектоникой и эрозией юрские угленосные осадки прото-Илийской впадины с гидрогенным урановым оруденением (месторождения Кольджат и Ой-Карагай на территории Казахстана, Мынчукур и Талды – в КНР). Они были взброшены в голоцене с амплитудой до 2 км и более. Верхняя часть их осадков, начиная с плейстоценовых, эродирована.

На западе ороген Тянь-Шаня осложнен структурой Каратау, взброшенной в голоцене с амплитудой более 2 км по северо-западной системе одноименного разлома. Его структура прорвала километровый чехол юрских и кайнозойских осадков Чу-Сарысуйской и Сыр-Дарьинской впадин, представлявших ранее единую структуру. Обе впадины находятся в настоящее время в фазе эрозии. При взбросе Каратау вместе с осадками были взброшены и эродированы и локализованные в прото-впадине зоны пластового окисления с плейстоценовым урановым оруденением на их выклинивании. Эти зоны, развивающиеся от структуры Тянь-Шаня, имеют широтную ориентировку. Собственных же зон пластового окисления голоценовая северо-западная структура Каратау еще не успела сформировать.

В структуре Среднего Поволжья в голоцене были активизированы ее новейшие Правобережный, Жигулевский и Пугачевский своды. Жигулевский свод был взброшен с амплитудой до нескольких километров. В осевой части этого свода в районе Самарской Луки эрозией выведены на поверхность известняки карбонового фундамента Прикаспийской впадины [2]. На обоих бортах свода абразионной структурой правобережного уступа Волги вскрыты реликты деформированных голоценовой тектоникой мезозойских и кайнозойских осадков чехла Прикаспийской впадины.

Непривычно большая амплитуда взбросов орогенных поднятий, зажатых в «геологическое мгновение» голоцена, объясняется развитием резонансов, формирующих эти взбросы волновых ЗПС-систем. Прецедент современного (более локального) резонанса, с амплитудой взброса около 100 м, установлен автором при изучении Бурейского оползня [4].

Энергетическим источником для ЗПС-резонансов, по представлению автора, являются возмущения (резонансы) волнового гравитационного поля Земли, выведенного из состояния текущего равновесия бомбардировкой ее астероидным потоком, оставившим после себя хорошо выраженные следы в виде многочисленных астроблем диаметром до 100 км и более. Следы более древних астроблем давно уже маскированы эрозией и химическим выветриванием. Две крупные астроблемы были изучены автором *in situ* на территории Южного Казахстана и Намибии [1].

Литература

1. Коковкин А.А. Эволюция новейшей окраинно-континентальной структуры Намибии и структура-антипод Востока Азии. Опыт междисциплинарного исследования на синергетической основе. Саратов: Приволжская книжная палата, 2014. 188 с.

2. Коковкин А.А., Иванов А.В., Тюленева В.М., Яшков И.А. Тектоника, сейсмоструктура и гидротермальный метасоматоз в новейшей структуре Волжского (Саратовско-Камышинского) Правобережья: новые данные // Отечественная геология. 2018. № 6. С. 51–66.

3. Коковкин А.А. Парадоксы голоцена и роль неоплейстоцен-голоценового рубежа в развитии Земли // М-лы тектонического совещания «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии». Т. 1. М.: ГЕОС, 2018. С. 287–291.

4. Коковкин А.А. Феномен Бурейского оползня: данные полевых исследований и модель формирования // Отечественная геология. 2020. №4-5. С. 48–63.

5. Коковкин А.А. Плейстоценовый уран-полиэлементный рудогенез на юге Дальнего Востока России – потенциальный ресурс гидрогенного урана // Разведка и охрана недр. 2022. № 3. С. 10–23.

6. *Коковкин А.А.* Эволюционная модель новейшей структуры Амура-Ханкайского рифтогена: основные закономерности развития и роль голоценовых трансформаций // Региональная геология и металлогения. 2022. № 89. С. 42–57.

7. *Коковкин А.А.* Специфика окислительного эпигенеза в окраинно-континентальной структуре юга Дальнего Востока России и перспективы региона на гидрогенный уран // Региональная геология и металлогения. 2022. № 90. С. 42–57.

К.К. Колесов^{1,2}, Е.Ф. Летникова¹, А.В. Иванов¹

Фрагменты истории развития Каратау-Джебаглинского тектонического блока в докембрии: данные U-Pb датирования цирконов вулканомиктовых пород бакырлинской свиты

В строении юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в значительном количестве присутствуют блоки древней континентальной коры. Степень их изученности различна. Одним из наименее изученных является Каратау-Джебаглинский тектонический блок (Большой Каратау, юг Казахстана). В настоящий момент достоверно установлено только время формирования сиенитов Каратау-Джебаглинского массива на основе датирования цирконов – 717 ± 4 млн лет [1].

Породы бакырлинской свиты являются наиболее древними в осадочной последовательности позднего докембрия Каратау-Джебаглинского тектонического блока. Во время полевых работ в разрезе этой свиты, сложенной известняками, был впервые установлен горизонт вулканомиктовых песчаников и туфов мощностью около 60 м. С целью оценки времени образования этих вулканомиктовых пород, возраста и состава пород источников обломочного материала для них было проведено U-Pb датирование цирконов в двух пробах – литокластическом туфе К 285/19 и вулканомиктовом песчанике К 286/19.

Для сравнения распределения популяций возраста цирконов из отобранных проб был использован тест Колмагорова-Смирнова (K-S test).

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

² Новосибирский государственный университет, Россия

Результаты теста свидетельствуют о том, что с вероятностью больше 95% распределение возрастов обломочных цирконов в пробе К 285/19 и К 286/19 можно считать статистически неразличимыми. Была построена общая гистограмма плотности распределения конкордантных возрастов цирконов для двух проб с суммарной выборкой 196 зерен. Для зерен цирконов, имеющих неопротерозойский возраст характерна хорошо выраженная осцилляторная зональность, указывающая на их магматическое происхождение. Зерна цирконов мезопротерозойского и палеопротерозойского возраста часто имеют метаморфическое строение, выраженное в наличие ядра и метаморфической каймы.

Возраст наиболее молодой популяции цирконов из вулканомиктовых пород бақырлинской свиты близок с оценкой временного интервала накопления карбонатных пород этой свиты по данным Sr-хемостраиграфии. Совместное накопление карбонатных и вулканомиктовых пород происходило в мелководном осадочном бассейне в интервале 740–760 млн лет. Основная популяция цирконов в изученных породах имеет возраст 2.0–2.1 млрд лет и связана с метафорическим событием в этом интервале времени. Еще одно метаморфическое событие на границе палеопротерозоя и неоархея фиксируется на основе изучения строения зерен в популяции цирконов с возрастом 2.5 млрд лет. Представительной является группа цирконов на уровне 775 млн лет с четко выраженной осцилляторной зональностью, менее представительна популяция цирконов, связанных с магматической активностью на рубеже 850 млн лет. Возрастная популяция цирконов в интервале 1.0–1.1 млрд лет имеет различные структурные особенности и отражает этап тектоно-магматической активизации. Следует отметить, что основные возрастные популяции цирконов из вулканомиктовых пород бақырлинской свиты коррелируются с этапами сборки суперконтинентов 2.5 млрд лет – Кенорланд, 2.0 млрд лет – Колумбия, 1 млрд лет – Родиния.

Было проведено сравнение полученных возрастных популяций с базой данных детритовых цирконов, содержащей более 600 000 детритовых цирконов из осадочных последовательностей, охватывающих более 3.7 млрд лет истории Земли и являющейся крупнейшей доступной базой данных детритовых цирконов [2]. В данной базе данных присутствуют возрастные пики с возрастом 1 млрд и 2.5 млрд лет. В то же время в ней практически не проявлена возрастная популяция цирконов с возрастом 2.0–2.1 млрд лет. Таким образом, можно сделать вывод, что цирконы, связанные с тектоно-магматическими процессами на рубеже 1.0 и 2.5 млрд лет широко распространены в осадочных отложениях всех континентов. В то же время события в интервале 2.0–2.1 млрд лет не находят повсеместного проявления в различных блоках земной коры и могут быть индикаторными при палеогеодинамических реконструкциях.

Было проведено сравнение распределения возраста цирконов из образцов бакырлинской свиты и других докембрийских массивов Казахстана. В частности, было проведено сравнение с породами Актау-Моинтинского массива, Чуйского блока, Кокчетавского, Ешкеольмесского, Ерементавского массивов. В пределах Актау-Моинтинского массива конкордантные значения цирконов попадают в интервал 1149–2105 млн лет и 2272–2850 млн. лет с ярко выраженными пиками: 1217, 1332, 1466, 1582, 1621, 1748, 1849, 2517 и 2689 млн лет [3]. В пределах Чуйского блока конкордантные значения цирконов попадают в интервал 1672–2115 и 2608–2747 млн лет с ярко выраженными пиками 1697, 1780, 1857, 2066 и 2681 млн лет [4]. В пределах Кокчетавского, Ешкеольмесского, Ерементавского массивов конкордантные значения цирконов демонстрируют возрастные пики в интервалах 1.13–1.46, 1.65–1.78, 1.86–1.92, 2.70 и 2.84 млрд лет [5]. В результате сравнения было обнаружено, что распределение возраста обломочных цирконов бакырлинской свиты, расположенной в пределах Каратау-Джебаглинского массива, отличается от всех рассмотренных выше докембрийских массивов, расположенных в пределах Казахстана.

Было проведено сравнение распределений возраста обломочных цирконов в изученных образцах бакырлинской свиты и неопротерозойских породах кокджотской серии и большекаройской свиты Малого Каратау [6]. Две основные популяции цирконов бакырлинской свиты – 2 и 2.5 млрд лет также характерны для пород кокджотской серии и менее выражено для пород большекаройской свиты. Источник обломочного материала на рубеже 1 млрд лет в неопротерозойских породах Малого Каратау не проявлены. Общего в неопротерозойской истории рассматриваемых пород Большого и Малого Каратау можно считать только магматическое событие на уровне 850 млн лет. Таким образом, на данный момент можно предположить, что образование неопротерозойских пород Большого и Малого Каратау происходило в пределах единого континентального блока, где фундамент представлен преимущественно метаморфическими породами палеопротерозойского возраста, но с различной неопротерозойской историей, с общим магматическим импульсом на уровне 850 млн лет.

Метаморфизм с возрастом около 2070 млн лет зафиксирован в пределах Восточно-Европейского кратона в Сарматии, начиная с восточной окраины (Воронцовский террейн) (2067±9 млн лет, ID TIMS, монациты [7]); в Орехово-Павлоградской зоне на сочленении Приазовского и Среднеприднепровского блоков (2078±8 млн лет, SHRIMP, каймы цирконов [8]). Причиной метаморфизма на восточной границе Сарматии, по видимому, стала коллизия с Волго-Уралией на рубеже около 2100 млн лет [9].

При сравнении закономерности распределения цирконов Каратау-Джебаглинского тектонического блока и других террейнов западной части

ЦАСП было выявлено, что Каратау-Джебаглинский блок имеет отличные от рассмотренных выше докембрийских блоков Казахстана этапы тектоно-магматической активизации. Преобладание популяции цирконов метаморфического происхождения на рубеже 2.0 млрд лет дает нам основание связывать их происхождение с метаморфическими породами Приазовского блока Сарматии в пределах Восточно-Европейского кратона. В юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса с этим же кратоном в составе Свеконорвежского орогена в Западной Балтике связывают Актау-Моинтинский континентальный блок [3].

Достоверность наших предположений будут в дальнейшем обосновываться данными по изучению всей докембрийской осадочно-вулканогенной последовательности Каратау-Джебаглинского блока.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант 19-17-00099.

Литература

1. Дягтерев К.Е., Третьяков А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Южный Казахстан), обоснование возраста // Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 579–583.
2. Stephen J. Puetz, Kent C. Condie. Time series analysis of mantle cycles Part I: Periodicities and correlations among seven global isotopic databases // *Geoscience Frontiers*. 2019. N 10. P. 1305–1326.
3. Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Skuzovatov S. Yu., Kwan-Nang Pang, Kuo-Lung Wang, Hao-Yang Lee. Late Mesoproterozoic–Early Neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Moıntıy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // *Precambrian Research*. 2021. V. 354.
4. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Пан К.-Н, Ван К.-Л, Ли Х. Ян, Ю.В. Плоткина. Первые результаты U-Pb изучения обломочных цирконов из докембрийских кварцито-сланцевых толщ Чуйского блока (Южный Казахстан) // Докл. РАН. 2019. Т. 489. № 1. С. 57–61.
5. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 28–43.
6. Худoley А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э., Дягтерев К.Е., Летникова Е.Ф. Новые данные о возрасте обломочных цирконов из кокджотской серии и большекаройской свиты Малого Каратау (Южных Казастан) // Докл. РАН. 2018. Т. 479. № 2. С. 179–182.

7. Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др. НТ/ЛР метаморфическая зональность восточной части Воронежского кристаллического массива: возраст, условия и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2015. Т. 23. № 6. С. 559–575.

8. Lobach-Zhuchenko S.B., Balagansky V.V., Baltybaev Sh.K. et al. The Orekhov–Pavlograd zone, Ukrainian Shield: milestones of its evolutionary history and constraints for tectonic models // Precambrian Res. 2014. V. 252. P. 71–87.

9. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

**С.Ю. Колодяжный¹, И.М. Варенцов², П.В. Иванов²,
А.В. Полещук¹, Д.С. Зыков¹**

Особенности тектоники долгоживущего Среднерусского пояса внутриплитных деформаций

Внутриплитные зоны деформаций, пронизывающие континентальную кору древних платформ, представляют собой особый тип недостаточно изученных тектонических нарушений. В областях развития платформенного чехла Восточно-Европейской платформы (ВЕП) такие структуры широко распространены. Многие исследователи отмечали пространственную связь крупнейших разновозрастных структур ВЕП: палеопротерозойских орогенных поясов и сутурных зон с рифейскими авлакогенами, которые контролируют позицию платформенных синеклиз, инверсионных валов и тектонических нарушений плитного чехла, а также новейших морфо-структур [3–5 и мн. др.]. Ряды разновозрастных структур, совмещенных в линейно ограниченном пространстве и образующих единую вертикальную колонну, в целом представляют собой долгоживущие тектонические зоны.

Среднерусский пояс деформаций (СПД) представлен системой долгоживущих нарушений, сконцентрированных в широкой (до 350 км) и протяженной (более 1000 км) полосе восток–северо-восточного простирания в центральной части ВЕП (рисунок). Рассматриваемый пояс выражен в

¹ Геологический институт (ГИН РАН), Москва, Россия

² Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли, Москва, Россия

леорифтовых структур мезо-неопротерозойского возраста [3, 4]; в осадках чехла и на поверхности СПД представлен энергетически латентными формами проявления в виде небольших и рассредоточенных деформаций, слабой сейсмичности и флюидно-газовой активности, а также малозаметных морфоструктур современного рельефа. Каждый структурный уровень проявления деформаций СПД отличается стилем тектоники.

В комплексах архей–палеопротерозойского фундамента СПД представлен коллизионным палеопротерозойским орогеном, в строении которого участвуют большие объемы пород с избыточной плотностью (0.03–0.25 г/см [1]). В структуре палеоорогена обособлены дивергентные системы тектонических покровов и надвигов, сдвиговые нарушения и горизонтальные протрузии, связанные с продольным течением и выжиманием геомасс [1, 3]. В краевых частях пояса расположены тектонические пластины гранулитовых комплексов и мафитовые интрузии (реликты средней/нижней палеопротерозойской коры), с которыми связаны полосовые магнитные и гравиметрические (амплитудой до +60 мГал) аномалии [1]. Сейсмопрофилированием установлена пространственная связь этих глубинных образований с краевыми системами надвигов и транскоровых детачментов, развитых в основании палеоорогена [1, 3]. В рассматриваемом случае выходы на поверхность кровли фундамента ниже- и среднекоровых гранулитов являются маркерами приповерхностного размещения детачментов. В западной части СПД в области Слободского тектонического узла (район г. Смоленск – г. Витебск) установлена глубинная аномалия электропроводности, предварительная интерпретация которой предполагает существование палеопротерозойской зоны субдукции, сохранившейся в краевой части палеоорогена [2].

Рисунок. Структурные схемы центральной части Восточно-Европейской платформы: (а) – системы линейных нарушений, выраженных в рельефе; (б) – пространственные соотношения зон концентрации линейных нарушений, структур плитного чехла и кровли фундамента.

Тектонические зоны: СР – Среднерусская, СМ – Смоленско-Московская, ВВ – Владимир-Вятская, ЛР – Ладожско-Рыбинская, БС – Беломорско-Северодвинская, ПК – Полоцко-Курземская, Тв – Тверская, Гл – Галичская, Гж – Гжатская, ИК – Иваново-Касимовская, РС – Рязано-Саратовская; Рс – Рыбинско-Сухонский мегавал.

1 – раннедокембрийский фундамент; 2 – изогипсы кровли фундамента; 3 – изогипсы кровли верейского горизонта среднего карбона; 4 – тектонические валы; 5 – кольцевые структуры; 6 – авлакогены; 7 – зоны концентрации линейных нарушений; 8 – Среднерусский пояс (на схеме (а)); 9–11 – линеаменты и разрывные нарушения: 9 – различной/неопределенной кинематики, 10 – взбросы, 11 – сбросы

Системы мезо-неопротерозойских грабенов и авлакогенов почти строго повторяют внешние контуры и многие элементы структуры палеопротерозойского орогена. Среднерусский авлакоген, образующий главную ветвь одноименной рифтовой системы, приурочен к выходам на поверхность кровли фундамента гранулитовых комплексов и глубинных надвигов северного крыла палеорогена и динамически связан с развитием более позднего транскорового detachмента со сбросовой кинематикой. Структурный рисунок рифта указывает на проявление в позднем рифее – раннем венде сдвиговых трансензионных деформаций [3, 4]. В целом палеорифтовые структуры Среднерусской системы имеют признаки сочетания элементов тектоники сдвиговых зон и пологих detachментов, свидетельствующих о проявлении трансензионных деформаций в реологически и тектонически расслоенной коре. Смещения вдоль detachментов способствовали развитию листрических сдвиго-сбросов и асимметричных грабенов в соответствии с механизмом простого сдвига. Пространственное совмещение рифейских рифтов и Среднерусского коллизионно-орогенного пояса явилось результатом длительного развития транскоровых detachментов в условиях косой коллизии в палеопротерозое, последующих событий коллапса орогена и трансензионного рифтогенеза в рифее.

В пределах СПД главные зоны деформаций платформенного чехла обнаруживают пространственную связь с палеопротерозойскими коллизионными и рифей–ранневендскими рифтогенными структурами (рисунок). Эти зоны представляют собой верхние уровни проявления глубинных нарушений фундамента и являются результатом их активизации на плитном этапе развития. Деформации чехла чаще представлены латентными формами – рассредоточенными в широкой полосе малоамплитудными разрывами и зонами трещиноватости. В строении отдельных зон доминируют мегавалы и интенсивные разрывно-складчатые нарушения, связанные с присдвиговыми деформациями и межслоевыми срывами/detachmentами. Детальное изучение Среднерусской зоны деформаций, развитой вдоль северной окраины СПД, показало, что ей свойственны элементы тектоники типичных сдвиговых зон. Структурные рисунки, а также результаты тектонофизических исследований указывают на развитие этой зоны в условиях транспрессионных и трансензионных деформаций, чередовавшихся во времени при кинематических инверсиях. Выявлено девять импульсов перемещений, соответствующих последовательным трансензионным и транспрессионным деформациям Среднерусской зоны. В северо-восточной части Среднерусской зоны тектонофизическими методами охарактеризованы три этапа деформаций (позднегерцинского, альпийского и новейшего времени), связанные преимущественно с левосдвиговой транспрессией, и локальными по времени проявления обстановками правосдвиговой трансенсии и левого сдвига [3].

В целом тектоническая эволюция СПД следует принципу унаследованного развития структур. При этом большое значение имеют системы транскоровых detachментов ВЕП, которые являются долгоживущими мегаструктурами, испытывшими многократную активизацию и кинематические инверсии, начиная с раннего палеопротерозоя вплоть до новейшего времени. На одних этапах они функционировали в качестве глубинных надвигов, на других – как пологие сбросы. На поверхности пологие зоны detachментов оказывали динамическое воздействие на широкую область верхней коры, трансформировались в транспрессионные и транстенсионные ансамбли структур, адаптированных к локальным условиям напряженного состояния коры, а также реологическим и гравитационным неоднородностями в ее строении.

Работа выполнена в рамках тем государственных заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

Литература

1. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС / Под ред. А.Ф. Морозова. М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.

2. *Иванов П.В., Варенцов Ив.М., Колодяжный С.Ю. и др.* Исследование глубинной электропроводности в окрестности Оршанской впадины: двухмерная инверсия синтетических и наблюдаемых магнитотеллурических данных методом Reboss // Физика земли. 2022. № 5. С. 26–44.

3. *Колодяжный С.Ю., Полещук А.В., Зыков Д.С.* Латентная тектоника Среднерусского пояса деформаций Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 41–72.

4. *Чамов Н.П.* Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.

5. *Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbachev R., Orlyuk M.I.* Riphean rifting and major Paleoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: Geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. 268. P. 1–21.

Сеймотектонические особенности Каджи-Сайского хвостохранилища

Исследование направлено на изучение редкой и сильной палеосейсмичности Южного Прииссыккуля методами палео- и археосейсмологии. В средневековье этот регион находится под неоднократным воздействием землетрясений, которые могли приводить к катастрофическим последствиям – разрушению средневековых цивилизаций. Подобные негативные процессы не исключены и в настоящее время. Регион исследований включает южные прибрежные зоны оз. Иссык-Куля с их промышленной, селитебной, хозяйственной и др. инфраструктурой. Для ее безопасного функционирования необходимы знания о режиме землетрясений в прошлом и в настоящем.

Палеосейсмологические исследования в Южном Прииссыккуле позволили впервые выявить выходы очагов сильных древних землетрясений – сейсмоуступов при этом в непосредственной близости от заброшенного Каджисайского хвостохранилища. В плейстоценовых ареалах землетрясений выявлены значительные скальные обрушения: обвалы, срывы и оползни. На основе радиоуглеродного датирования образцов были определены возрасты этих сейсмических событий. Установлена их повторяемость – раз в несколько сот лет, магнитуда $M_s \geq 7$ и сейсмическая интенсивность $I_0 \geq IX$ баллов.

Структурная позиция землетрясений, очаги которых локализируются в верхней части земной коры, связывается с неотектоническими и современными зонами дислокаций. Ими являются глубинные взбросо-надвижки с южным падением и предгорные поднятия-адыры взбросового типа с северным падением. Последние локализованы во фронтальной части крупных поднятий, надвигающихся на прогибы. Образование этих зон со встречным типом развития связывается с субгоризонтальным сокращением земной коры Тянь-Шаня и ее орогенезом. Вещественно-структурные процессы приводят к перераспределению мощности земной коры и формированию высоких гор. По причине встречных деформаций в разломах происходит концентрация напряжений и деформаций – формирование потенциальных очагов сейсмичности, в том числе катастрофического характера.

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

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

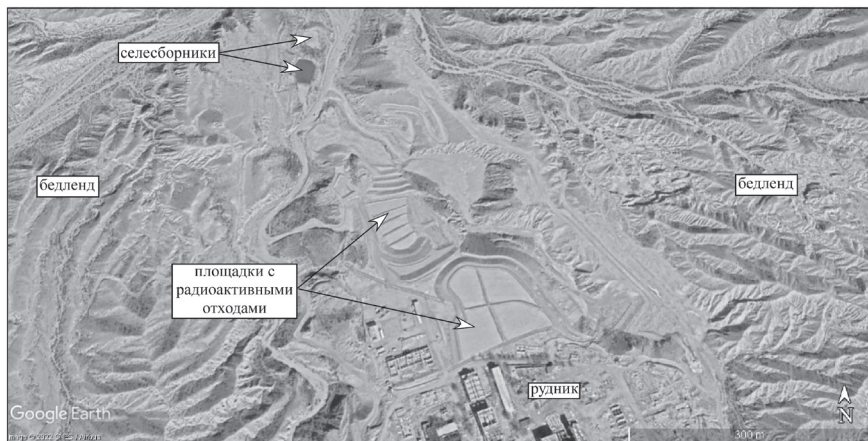


Рисунок. Отработанный Каджи-Сайский урановый рудник и его радиоактивное хвостохранилище (космический снимок)

Территория Каджисайского уранового хвостохранилища (рисунок) подвергается угрозе разрушения по причине сейсмической опасности и вторичных интенсивных экзогенных процессов – оползней и селей. Землетрясения, как правило, вызывают оползание полускальных неогеновых пород иссык-кульской свиты, на которых залегают незакрепленные радиоактивные отходы. Установлено, что атмосферные воды, размывающие хвостохранилище, текут не только в селеуловитель, но и мимо него – в направлении оз. Иссык-Куль. Вода, накопившаяся позади природных дамб на склонах хребтов, однажды может прорвать удерживающие их препятствия и превратиться в мощный грязекаменный селевой поток. Построенные селеуловители по своим объемам и местоположению ныне не отвечают существующей угрозе. Для организации инженерной защиты площадок радиоактивных отходов от негативных процессов предлагается провести дополнительные уточняющие исследования, связанные с оценкой сейсмической, оползневой и селевой опасности.

Геомеханическое моделирование трещиноватости разреза Сувлу-Кая, Юго-Западный Крым

Определение неотектонических движений в ЮЗ Крыму может быть увязано с ростом горно-складчатых сооружений и новейшими деформациями в Крымско-Кавказском регионе [1]. В разрезе ЮЗ склона горы Сувлу-Кая встречены многочисленные зоны трещиноватости и отдельные трещины, по которым можно восстановить кинематику разрывных нарушений. Восстановление полей напряжения по этим трещинам коррелирует с формированием моноклинали. Мы провели восстановление полей напряжения по трещинам и восстановление структуры к додеформированному состоянию моноклиналино залегающих слоев палеогена с последующим трехмерным моделированием трещиноватости.

Составлена трехмерная геологическая модель разреза Сувлу-Кая, состоящая из цифрового рельефа, совмещенного с космоснимком, детальной цифровой модели рельефа разреза, построенного по материалам стереосъемки с БПЛА, структурные поверхности подошвы нумулитовых известняков, эоцена, танета и дания, построенные по элементам залегания и геологическим границам на поверхности, замеры трещин в разрезе (20 точек наблюдений, 476 замеров) (рис. 1).

Проведено геомеханическое моделирование в программном пакете Midland Valley Move по стандартной методике, включающей:

- 1) восстановление моноклиналиной структуры к додеформированному состоянию;
- 2) расчет полей напряжений для исходного и восстановленного разреза;
- 3) распределение полей напряжений в трехмерном пространстве (рис. 2);
- 4) моделирование зон трещиноватости в объеме;
- 5) сравнение модельных зон трещиноватости с замерами;
- 6) корректировка модели.

Модельные ориентировки трещин показали достаточно хорошую сходимость с замеренными ориентировками, что позволяет сделать вывод о формировании систем трещин при формировании моноклинали.

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

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

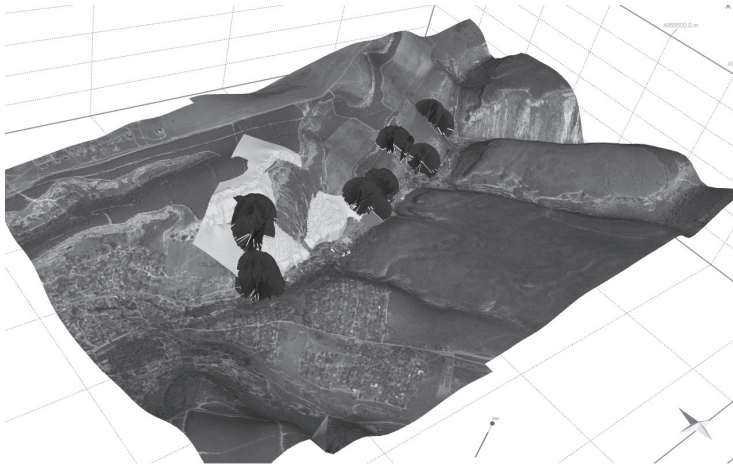


Рис. 1. Общий вид трехмерной геологической модели. В центре – рельеф высокого разрешения, сферы – плоскости замеренных трещин

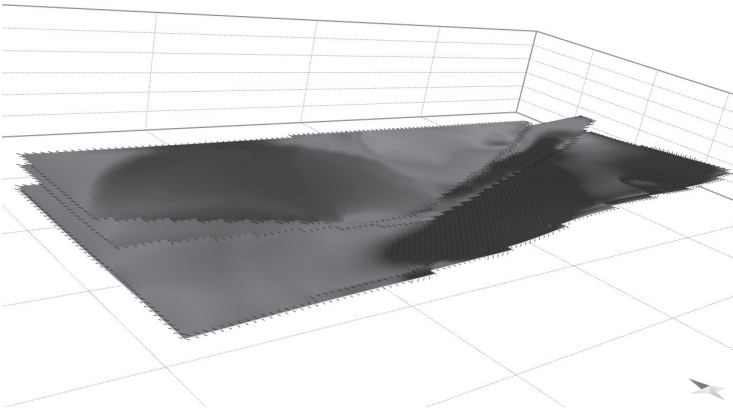


Рис. 2. Распределение полей напряжений по результатам геомеханического моделирования

Литература

1. Эоценовая сейсмичность и палеогеография Центрального Крыма / Лыгина Е.А., Правикова Н.В., Чижова Е.Р., Тверитинова Т.Ю., Яковишина Е.В., Никишин А.М., Коротаев М.В., Тевелев А.В., Краснова Е.А., Косоруков В.Л., Самарин Е.Н. // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2022. № 5. С. 68–77.

Гранитоиды зоны сочленения каледонид и герцинид Восточного Казахстана: этапы формирования, состав, геодинамическая интерпретация

Полигоном проведённых исследований является зона сочленения герцинских комплексов Обь-Зайсанской складчатой системы и каледонских субдукционных и аккреционных комплексов Чингиз-Тарбагатай. В качестве объектов исследования рассматриваются гранитоидные комплексы, входящие в состав Центрально-Чингизской, Чунайской, Аркалыкской, а также Жарминско-Сарсазанской зон [1], то есть гранитоидные комплексы, локализованные между Чингизским и Жарминским разломами. Несмотря на многолетние исследования гранитоидного магматизма данного региона, выделение этапов магматизма было основано на основе геологических взаимоотношений [2]. Целью работы являлось выделение основных этапов гранитообразования в пределах рассматриваемых блоков в среднем–позднем палеозое с использованием U-Pb изотопного датирования, а также детального рассмотрения геохимической специфики этих этапов.

Проведённые U-Pb изотопные исследования позволили выделить в пределах рассматриваемых блоков следующие этапы гранитообразования в среднем и позднем палеозое: 1) позднесилурийский; 2) раннедевонский; 3) раннекаменноугольный 4) карбон-раннепермский.

Силурийский этап гранитообразования широко распространён во всех блоках Чингизского сегмента и представлен сарькольским комплексом, формирующим батолиты [1]. По биотитовым гранитам Альджанского (Каракольтасского) массива нами была получена датировка 425 ± 2 млн лет, что отвечает позднему силуру (лудлов). Следует отметить, что данный массив рассматривался всеми предыдущими исследователями как крупнейший средне-позднедевонский (или позднепалеозойский) гранитоидный интрузив на границе Жарминской и Аркалыкской зон. Нами были изучены две фазы данного массива, где более ранняя фаза представлена диоритами и кварцевыми диоритами, а более поздняя – биотитовыми, биотит-роговообманковыми гранитами. Полученные данные по химизму этих гранитов

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

указывают на их железистый, высококалиевый, низкоглиноземистый состав, что в сочетании с относительно высокими содержаниями редких элементов позволяет классифицировать эти породы как граниты A_2 -типа. Это несколько не соответствует составам гранитов сарыкольского комплекса, описанным в пределах Абралинской зоны Чингиз-Тарбагатая. Согласно [1], формирование гранитов сарыкольского комплекса может быть связано с плавлением базитовых нижнекоровых комплексов, формирование которых происходило в процессе эволюции раннепалеозойских островодужных систем.

Раннедевонский этап магматизма также широко распространён в пределах Чингиз-Тарбагатая и представлен континентальными кислыми вулканитами и гранитами, связанными с формированием Казахстанского вулcano-плутонического пояса. Нами были изучены породы Балыктыбулакской мульды к западу от деревни Кызылагаш, представленные гранитоидным массивом и кислыми эффузивными породами, окружающими данный массив. Датирование проводилось для риолит-порфира и показало возраст 410 ± 1 млн лет, что отвечает пражскому ярусу и подтверждает раннедевонской возраст этих пород. Породы Балыктыбулакской структуры относятся к высоко-калиевой известково-щелочной серии, имеют железистый, высокоглиноземистый состав. Граниты отличаются от эффузивных пород более высокими содержаниями $TR3Э$, $B3Э$ и более выраженным Eu -минимумом и могут быть классифицированы как гранитоиды A_2 -типа. Также к раннедевонскому этапу магматизма следует отнести массивы нефелиновых сиенитов с возрастом 399 ± 2 млн лет, образующие ряд небольших интрузивов в пределах Чунайской зоны.

Раннекаменноугольный этап магматизма на исследуемой территории выделялся условно на основании наличия гранитоидов, которые секут девонские вулканиты и перекрываются среднекаменноугольными осадками. К этому этапу относится аягузский диорит-гранитовый комплекс. Нами были изучены лейкограниты массива Жаксы-Койтас, локализованного в пределах Аркалыкской зоны. Полученный $U-Pb$ возраст – 328 ± 2 млн лет, что отвечает серпуховскому ярусу раннего карбона. Лейкограниты этого массива имеют высоко-калиевый известково-щелочной, железистый, умеренноглиноземистый состав. При этом отличаются крайне крутым наклоном спектров $R3Э$, слабопроявленной Eu -аномалией и низкими содержаниями $B3Э$, что позволяет классифицировать эти породы как граниты I-типа. Полученная оценка возраста формирования гранитоидов соответствует формированию молассовых отложений и пород Саурской габбро-гранитоидной серии в пределах Чарской и Жарма-Саурской зон [3]. Таким образом формирование рассмотренных гранитоидов массива Жаксы-Койтас может являться результатом коллизионных событий, произошедших в конце раннего карбона.

Карбон-раннепермский этап – наиболее масштабный этап гранитообразования на данной территории. Нами были изучен ряд массивов, локализованных на всём протяжении Жарма-Саурской и сопряжённых зон – Ордатас, Аркат, Каракол, Керегетас, Кандыгатай, Акжайляу. Полученные результаты U-Pb изотопного датирования показали, что все эти массивы сформировались в интервале 302–278 млн лет, что охватывает конец карбона и значительную часть ранней перми. Все изученные массивы отличаются многофазным строением и представлены гранитоидами нескольких геохимических типов. Основной объём массивов сложен сиенитами, монцонитами, гранитами I-типа, а также гранитами–лейкогранитами A₂-типа. Также нами были изучены небольшие интрузивы щелочных рибекитовых, Fe-экерманитовых лейкогранитов, которые классифицируются как породы A₁-типа и, вероятнее всего, являются дифференциатами мантийных магм. Данный этап гранитообразования синхронен формированию значительного объёма базитовых и кислых интрузивов, которые связывают с формированием Таримской крупной изверженной провинции [3]. Таким образом, главным геодинамическим механизмом образования исследованных плутонов, являются процессы взаимодействия субщелочных базитовых магм плюмовой природы с метаморфизованными коровыми субстратами орогенного сооружения.

Работа выполнена в рамках реализации Государственного задания ИГМ СО РАН. U-Pb исследования цирконов и геохимические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (грант № 22-77-00061). Исследования состава раннепермских гранитоидов выполнено за счёт Гранта Президента Российской Федерации МК-1870.2022.1.5.

Литература

1. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана). М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
2. *Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тянь В.Д.* Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.
3. *Хромых С.В.* Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.

Параметры глубинных магм, ответственных за формирование базальтовых комплексов острова Сулавеси, Индонезия

Остров Сулавеси и прилегающие окраинные моря расположены в одном из наиболее тектонически сложных регионов Мира. Эта область находится на стыке трех крупных литосферных плит – Евразийской на западе, Тихоокеанской на востоке и Индо-Австралийской на юго-востоке. Граница между ними представляет собой зону деформации и характеризуется наличием региональных сдвигов, нескольких зон субдукции и коллизии [1], что делает выяснение условий магматических систем, ответственных за формирование вулканических комплексов в этом регионе, весьма затруднительным.

Действующие вулканы расположены в северо-восточной части острова на островодужных образованиях Северного Сулавеси преимущественно миоцен-плиоценового возраста. Наши последние исследования [2, 3] показали, что для оценки параметров глубинных магм острова весьма перспективным является сочетание методов сейсмотомографии и термобарогеохимии (анализ расплавных включений в минералах). С помощью сейсмотомографии есть возможность «рассмотреть» глубинное строение под островной дугой. В свою очередь исследования расплавных включений позволяют получить данные по составам, температурам и давлениям магматических систем.

В районе островной дуги Северного Сулавеси большинство сейсмических событий локализованы в относительно узкой полосе шириной порядка 300 км, протянувшейся вдоль её южной окраины в пределах Молуккского моря и дуги Хальмахера. В этой зоне проявлены землетрясения с магнитудой в основном от 3.0 до 6.0 реже до 6.0–8.0 mb с гипоцентрами до глубин около 500–600 км. Для выяснения глубинного строения земной коры и мантии в этой части острова на основании обработки данных глобального каталога международного сейсмологического центра (ISC) за период с 01.1964 по 07.2020 [4] с использованием

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

² Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

алгоритма сейсмической томографии оказалось возможным построить модель неоднородностей скоростей P -волн. При этом для выполнения томографической инверсии мы применили подход, апробированный ранее для Арктического региона [5], а также зон субдукции под Курило-Камчатской и Алеутскими дугами [6].

Условия генерации первичных глубинных магм для острова Сулавеси были рассчитаны по методу [7]. Основой расчетов параметров глубинных магм с помощью этой методики служили главным образом данные по природным базальтовым стеклам, наиболее полно отвечающим составам существовавших магматических расплавов. Стекла прогретых первичных включений играют такую же роль, соответствуя составам реальных расплавов, из которых рос минерал. В связи с этим подтверждается правомерность их использования для реконструкций условий глубинных источников магм. Подобные расчеты глубин магомгенерации для расплавов современных зон субдукции на основе данных по стеклам прогретых и закаленных включений были проведены нами ранее для магматических систем бассейна Вудларк [8] и Идзу-Бонинской островной дуги [9].

На полученных вертикальных сейсмотомографических сечениях, построенных через северо-восточную часть Северного Сулавеси и окраинные моря, мы видим четкое разделение литосферы к юго-западу от вулканической дуги с повышенными скоростями сейсмических волн (Молуккское море) и задуговую литосферу (море Сулавеси), которая характеризуется пониженными скоростями, что можно объяснить различной мощностью океанической коры этих частей. Район Молуккского моря является результатом коллизии между островными дугами Северного Сулавеси и дуги Хальмахера, где плита погружается и на восток под дугу Хальмахера, и на запад под дугу Северного Сулавеси [1], западное крыло погружающейся плиты имеет крутое падение под неизменным углом вплоть до глубины 600–700 км, тогда как восточное крыло под дугой Хальмахера прослеживается до глубины не более 300 км (рисунок). Эта крупная антиклинальная структура на всем своем протяжении выражена достаточно четкой высокоскоростной аномалией P -волн, верхняя граница которой маркируется гипоцентрами землетрясений. В месте перегиба плиты (в ядре «складки») на глубине 70–100 км расположено наибольшее число очагов землетрясений. Под активными вулканами острова Сулавеси слэб выражен достаточно четкой высокоскоростной аномалией P -волн и в начале своего погружения в месте перегиба на глубине около 80 км сопровождается усилением сейсмичности (рисунок).

В целом исследования расплавных включений позволили выявить не только четкие различия процессов генезиса базальтов и андезитов (постоянство составов расплавов и незначительное падение температур при непрерывном подъеме магмы для базальтов, и фракционирование и смешение

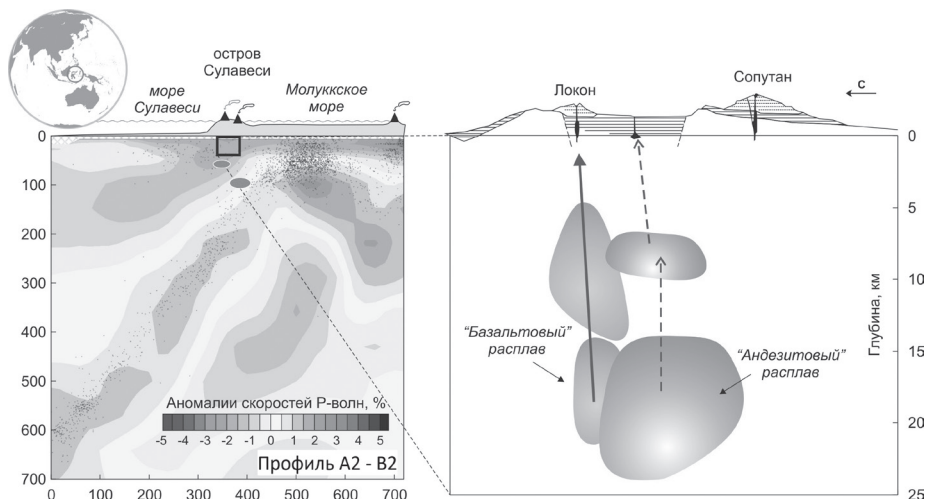


Рисунок. Слева – разрез глубинных структур в районе северо-востока острова Сулавеси (по данным сейсмотомографии). Точки – гипоцентры землетрясений в пределах полосы не более 50 км от профиля. Овал – области магмогенерации по данным расчетного моделирования. Справа принципиальная модель строения магматических камер под активными вулканами острова Сулавеси

ние магмы при резком падении температуры в глубинных промежуточных камерах для андезитов), но и дали возможность рассмотреть параметры генерации исходных магматических расплавов. Основой для расчетов послужили установленные нами данные о том, что базальты острова Сулавеси формировались в ходе кристаллизации устойчивых по своему составу достаточно «примитивных» (стекла включений во вкрапленниках клинопироксена и плагиоклаза вулкана Локон и стекла включений в оливине вулкана Сопутан) расплавов, которые относительно быстро поднимались с глубин их генерации с незначительными задержками в промежуточных камерах (20.6–14.5 км (1150–1130 °С) и 13–6 км (1145–1105 °С)). Это хорошо видно в правой части рисунка, демонстрирующей модель строения магматических камер для изученных нами вулканов острова Сулавеси – две промежуточные камеры для «базальтовых» расплавов под вулканом Локон практически сливаются, образуя фактически единую магматическую колонну, в отличие от разноглубинных очагов «андезитовых» расплавов кальдеры Тондоно [3]. Использование данных по составам этих «примитивных» расплавов совместно с сейсмотомографической информацией дало возможность оценить глубины генерации расплавов, ответственных за формирование базальтов острова Сулавеси [2]. При расчетах

P–T-параметров глубинной генерации расплавов для острова Сулавеси по методу [7] использовались опубликованные составы стекловидных включений в оливине из эффузивов вулкана Сопутан [10]. В результате расчетного моделирования было выяснено, что первичные мантийные расплавы вулкана Сопутан формировались на двух уровнях: 100–90 км (1550–1510 °С) и 80–60 км (1470–1415 °С). На сейсмотомографических разрезах эти интервалы располагаются на границах зон с интенсивными гипоцентрами землетрясений. Верхняя область магмогенерации находится в начале развития наиболее интенсивно разогретых корней вулкана Сопутан [2]. В целом, установленные для острова Сулавеси глубины и температуры магмогенерации согласуются с полученными ранее данными по первичным расплавам примитивных островных дуг Тихого океана: Идзу-Бонинской [9] и Тонга [11].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, программы ФНИ FWZZ-2022-0017 и при поддержке РФФ № 21-77-20022.

Литература

1. *Hall R., Wilson M.E.J.* Neogene sutures in eastern Indonesia // *J. Asian Earth Sciences*. 2000. V. 18. P. 787–814.

2. *Котляров А.В., Яковлев А.В., Дмитриева Н.В., Сафонова И.Ю., Симонов В.А.* Условия генерации глубинных магм в районе острова Сулавеси, Индонезия (данные по сейсмотомографии и термобарогеохимии) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции*. Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 147–148.

3. *Симонов В.А., Дмитриева Н.В., Сафонова И.Ю., Котляров А.В., Карманов Н.С.* Условия формирования андезитов острова Сулавеси (Индонезия) – данные по расплавленным включениям // *XIX Всероссийская конференция по термобарогеохимии, посвященная памяти И.Т. Бакуменко. Тез. докл. / Отв. ред. С.З. Смирнов; Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022. С. 89–90.*

4. *Storchak D.A., Harris J., Brown L., Lieser K., Shumba B., Di Giacomo D.* Rebuild of the Bulletin of the International Seismological Centre (ISC) – part 2: 1980–2010 // *Geosci. Lett.* 2020. V. 7. P. 18. <https://doi.org/10.1186/s40562-020-00164-6>.

5. *Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л.* Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. N 6. С. 830–851.

6. *Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В.* Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по

данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272.

7. Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // J. Geophys. Res. 1995 V. 100. № B7. P. 10057–10076.

8. Симонов В.А., Котляров А.В., Яковлев А.В. Плюмовый магматизм в современных и древних задуговых бассейнах // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 243–245.

9. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9). С. 952–967.

10. Kunrat S.L. Soputan volcano, Indonesia: petrological systematics of volatiles and magmas and their bearing on explosive eruptions of a basalt volcano. Dissertations and Theses. 2017. 119 p.

11. Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1997. 50 с.

**Б.Б. Кочнев^{1,2}, Н.В. Быкова^{1,2}, Н.А. Иванова³, О.П. Изох^{1,4},
Г.А. Карлова¹, О.К. Каурова⁵, А.Б. Кузнецов⁵, В.В. Марусин^{1,2},
Б.Г. Покровский⁶, Н.С. Прияткина⁵, А.К. Худoley⁷**

Докембрий Игарского поднятия (северо-запад Сибирской платформы)

Разрез докембрия Игарского поднятия резко отличается от других разрезов северо-запада Сибирской платформы наличием мощных толщ красноцветных и вулканогенно-осадочных пород. До недавнего времени,

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ АО «СНИИГГиМС», Новосибирск, Россия

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

⁵ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁶ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁷ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

достоверные данные о возрасте имелись лишь для пограничных отложений докембрия и кембрия, тогда как подстилающие толщи относились к тем или иным уровням рифея и венда с высокой долей условности [4]. На основании новых лито-, био- и хемотратиграфических, петрохимических и геохронологических данных, нами предложена новая схема тектонической периодизации и стратиграфического расчленения для докембрия Игарского района. Она включает три структурных этажа, характеризующихся различным составом, условиями формирования, степенью проявления деформаций и разделенных перерывами в осадконакоплении: мезо- нижнепротерозойский, среднепротерозойский и эдиакарско-раннепалеозойский [6].

К образованиям нижнего структурного этажа (древнее 950–1000 млн лет) отнесена медвежьинская свита мощностью свыше 1200 м, сложенная преимущественно доломитами, накапливавшимися в мелководном морском бассейне. Эти доломиты по текстурным признакам, степени постседиментационных изменений и изотопному составу углерода ($\delta^{13}\text{C} +1.1 \dots +3.5\%$) близки к карбонатным породам средней части разреза рифея Туруханского поднятия, датированным около 1000 млн лет [5]. Близкий возраст, вероятно, имеет толща кварцитов, обнаженная в низовьях р. Черная и ранее сопоставляемая со стрельногорской свитой основания туруханского разреза [1].

Среднепротерозойский структурный этаж (750–700 млн лет), залегающий на нижнем несогласно и, судя по его распространению, развитый в пределах узкого прогиба субмеридионального простирания, включает преимущественно терригенные лудовскую и губинскую свиты общей мощностью не менее 1000 м, а также латерально замещающую их игарскую толщу. Состав и текстурные особенности лудовской свиты указывают на накопление в условиях дистального шельфа, тогда как губинская свита формировалась в аллювиально-дельтовых обстановках. Губинская свита включает дайки, силлы и покровы метадолеритов и метабазальтов. Игарская толща сложена туфами, туфо- и лавобрекчиями с горизонтами лав основного состава, накапливавшимися как в наземных, так и в субаквальных условиях. Отдельные горизонты известняков в лудовской свите характеризуются значительными вариациями $\delta^{13}\text{C}$ ($-2.7 \dots +14.3\%$), вероятно, связанными с постседиментационными изменениями. Возраст самого молодого кластера обломочных цирконов из песчаников губинской свиты составляет 716 ± 10 млн лет [6], что определяет ее максимальный возраст, а также возраст содержащихся в ней магматических тел и сопоставляемых с ней вулканитов игарской толщи. Макро- и микроэлементный химический состав этих вулканических пород и тел метабазитов в губинской свите имеет много общих черт и указывает на их образование из единого магматического очага, возникшего в обстановках внутриплит-

ного рифтогенеза [6]. Игарский палеорифт по возрасту близок к аналогичным структурам, развитым вдоль современной западной и южной окраин Сибирского кратона, а также в пределах северной Лаврентии и маркирует распад неопротерозойского суперконтинента Родиния [6].

На отложениях первого и второго структурных этажей трансгрессивно залегает чернореченская свита, с которой начинается эдиакарско-раннепалеозойский структурный этаж (моложе 635 млн лет). К ее базальным горизонтам, судя по сходному химическому и изотопному составу, относятся также брекчированные песчанистые доломиты, которые ранее выделялись как корабликовская свита [1]. Основной объем чернореченской свиты мощностью свыше 800 м слагают в различной степени глинистые известняки, накапливавшиеся в различных частях карбонатного рампа. Карбонаты средней и верхней части свиты охарактеризованы высокоамплитудной положительной аномалией $\delta^{13}\text{C}$ до +12.4%. Синхронный рост значений $\delta^{13}\text{C}$ в рассеянном органическом веществе и отсутствие его корреляции с содержаниями микропримесей в карбонатах [3] указывает на глобальный дефицит изотопа ^{12}C в осадочном бассейне, не связанный с более мелкими вариациями содержания кислорода в воде. Это позволяет коррелировать чернореченскую свиту с другими толщами близкого возраста, в частности, с дальнетайгинской серией юга Сибирской платформы. Ранневендский/раннеэдиакарский (640–580 млн лет) возраст чернореченской свиты подтверждается минимальными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7074 и Pb-Pb датировкой 610 ± 50 млн лет [6].

Перекрывающая чернореченскую излучинская свита мощностью до 1000 м связана с подстилающими и перекрывающими отложениями постепенным переходом. Преобладание в ее составе красноцветных терригенных, часто косослоистых, а в верхней части грубообломочных пород указывает на накопление отложений в дельтовых и аллювиальных обстановках. Перекрывающая излучинскую сухарихинская свита (570 м) сложена в различной степени доломитизированными известняками, и, судя по составу, набору осадочных текстур и ископаемых остатков, формировалась в обстановках средней и проксимальной частей карбонатного рампа [7]. Таким образом, к началу кембрия произошло нивелирование и заполнение рифтогенного прогиба и объединение осадочного бассейна с эпиконтинентальным морем, существовавшим на территории Сибирского кратона с позднего венда. Первое появление характерных органических остатков вблизи кровли сухарихинской свиты в стратотипе на р. Сухариха, по которым первоначально проводилось основание томмотского яруса и кембрийской системы, в других изученных нами разрезах (скв. Хантайско-Сухотунгусская-1 и р. Кулюмбэ) происходит существенно ниже границы сухарихинской и краснопорожской свит и не связано со сменой литологического состава пород. Предполагается, что более изохронным

репером для установления этой границы являются крупные (до +5...+6‰) положительные экскурсы $\delta^{13}\text{C}$, которые прослеживаются в этих разрезах в верхней части сузахихинской свиты. Изучение распространения органических остатков и изотопного состава углерода позволило также решить вопрос о стратиграфическом объеме отложений кембрия в разрезе у о. Плахинский на р. Енисей, где по палеонтологическим данным предполагалось конденсированное осадконакопление в нижнем кембрии [2]. Показано, что средняя часть сузахихинской свиты с субпараллельным тектоническим контактом в этом разрезе граничит с моргуновской свитой, датируемой не древнее среднего кембрия [7].

Изучение возрастов обломочных цирконов из нескольких уровней докембрийских отложений Игарского поднятия показало, что наряду с «кратонными» популяциями с максимумами распределения возрастов 1.8 и 2.5 млрд лет, в песчаниках в достаточно большом количестве присутствуют неопротерозойские (950–700 млн лет) цирконы [6]. Поскольку в разрезе Игарского поднятия и в его окружении неизвестны неопротерозойские породы, которые могли бы являться источниками сноса для таких цирконов, предполагается, что они могли поступать с крупного палеоподнятия, расположенного на западе. Этот ороген мог являться частью крупного аккреционно-коллизийного пояса, связывавшего близковозрастные и аналогичные по генезису структуры Енисейского кряжа и Западного Таймыра и в дальнейшем мог войти в состав фундамента северо-востока Западно-Сибирской плиты либо иных структур Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Исследования скоординированы с темами проектов НИР FMUW-2021-0003, FMMG-2022-0002 и FWZZ-2022-0002. Полевые работы осуществлены при поддержке грантов РФФИ 17-05-00418, 20-35-70016 и 20-05-00101. Обобщение данных проведено при поддержке проекта РНФ 22-77-10096.

Литература

1. Козлов Г.В., Александров В.С., Аксенова Л.А. и др. Опорные разрезы верхнедокембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ северо-запада Сибирской платформы. Т. 1. Медвежьинская и чернореченская свиты. Новосибирск: СНИИГиМС, 1992. 123 с.
2. Коровников И.В., Ровланд С.М., Лучинина В.А. и др. Биостратиграфия верхнего венда, нижнего и среднего кембрия разреза р. Енисей в районе о. Плахинский (северо-запад Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 334–342.
3. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Марусин В.В. и др. Геохимические особенности нижневендских карбонатных отложений северо-западной окраины

Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. С. 149–150.

4. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. Мельников Н.В. Новосибирск, Издательство «Гео», 2005. 428 с.

5. *Bartley J.K., Semikhatov M.A., Kaufman A.J. et al.* Global events across the Mesoproterozoic-Neoproterozoic boundary: C and Sr isotopic evidence from Siberia // *Precambrian Research*. 2001. V. 111. P. 165–202.

6. *Kochnev B.B., Khudoley A.K., Priyatkina N.S. et al.* Neoproterozoic evolution of the northwestern margin of the Siberian Platform // *Precambrian Research*. 2022. V. 382. 106877.

7. *Marusin V.V., Kochnev B.B., Izokh O.P.* Thalassinoides and Olenichnus in the Terreneuvian carbonates of the Igarka Uplift, NW Siberian Platform // *Lethaia*. 2022. V. 55. Is. 2. P. 1–17.

**Н.А. Криволицкая¹, А.С. Долгаль², А.А. Конышев^{3,4},
Н.М. Свирская¹**

Тектоно-магматические факторы образования норильских месторождений

Норильские месторождения занимают особое место среди магматических сульфидных медно-никелевых месторождений мира по своим уникальным запасам платиновых металлов (PGE) и никеля, а также условиям образования. Это – единственный пример локализации крупных месторождений в пределах молодой (250 Ма) Сибирской трапповой провинции, в то время как обычно Cu-Ni руды связаны с крупными PR плутонами. Главной особенностью норильских месторождений является большая мощность сульфидных руд (до 54 м) относительно маломощных тел габбро-долеритов (100–150 м), что, в первую очередь, ставит вопрос

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

² Горный институт Уральского отделения РАН, Пермь, Россия

³ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

⁴ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

об источнике серы в них. На протяжении нескольких десятилетий в качестве такого источника рассматривались вмещающие сульфатсодержащие породы, т.к. изотопный состав содержащейся в них серы близок к изотопному составу руд [1–3]. Однако наши исследования [4] показали, что ассимиляция *in situ* была проявлена в очень узких (1–3 м) приконтактных зонах интрузивов и, таким образом, не играла существенную роль в рудообразовании [5].

Тектоническая позиция норильских месторождений очень редко рассматривается в современных модельных построениях [1, 3]. Между тем, она является определяющим фактором их формирования. Для установления особенностей Норильского района по сравнению с другими областями Сибирской крупной магматической провинции (Маймеча-Котуйской, Западного и Центрального Таймыра, а также рек Кулумбэ, Нижней и Подкаменной Тунгусок, Ангары и Витима), было проанализировано строение земной коры по геофизическим данным и составы магматических образований в их пределах (главные и редкие компоненты в породах, а также их изотопные характеристики) (2480 образцов). На основании этих результатов было установлено значительное разнообразие вулканических и интрузивных пород северных районов провинции по сравнению с южными [6]. Это обусловлено наличием здесь Енисей-Хатангского про-



Рисунок. Положение медно-никелевых месторождений в структуре Сибирской изверженной провинции

гиба и оперяющих его рифтогенных структур (рисунок), которые контролировали распространение как рифтогенного, так и платформенного (собственно траппового) магматизма, а также размещение рудоносных интрузивов (Талнахского, Хараелахского, Норильска 1, Норильска 2, Черногорского и других). Нами было установлено, что оба типа магматизма проявлялись одновременно, а не последовательно, как это предполагалось ранее [7].

Важным результатом явилось также установление изотопно-тяжелой серы не только в рудах Норильских месторождений, но и в массивах, имеющих мантийный генезис (в среднем $\delta^{34}\text{S} = 12.8\text{‰}$). Одним из примеров таких интрузивов является Дюмталейский массив на Таймыре [8]. Это отвергает идею заимствования серы из вмещающих пород коры и свидетельствует об обогащенности мантийного резервуара в позднепалеозойское время на севере Сибирской платформы. Такая обогащенность мантии тяжелой серой могла возникнуть в результате коллизии Карского континента с Сибирским кратоном, приведшая к вовлечению в мантию большого объема осадочных пород кембрийского–девонского возраста, характеризующихся многочисленными прослоями сульфатов. Разложение последних в условиях высоких температур и давлений привело к насыщению образующихся здесь магм серосодержащими газами и образованию сульфидов, которые в дальнейшем были транспортированы в верхние части земной коры. Таким образом, состав исходной магмы не имел решающего значения в образовании месторождений, а появление богатых руд обусловлено сочетанием ряда геологических процессов (тектонических, магматических), которые привели к концентрированию сульфидов на севере Восточной Сибири. При непосредственном поступлении мантийных магм, содержащих сульфиды, в верхние части земной коры образуются мелкие месторождения никеля и платиновых металлов (как это имеет место на Таймыре). В случае длительного, постепенного дополнительного накопления сульфидов в нижней части коры и их дальнейшей транспортировки трапповыми магмами в приповерхностные условия образуются крупные и уникальные месторождения Норильского района [8].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 22-27-00387).

Литература

1. Дюжииков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра, 1988. 279 с.
2. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19–27.

3. *Naldrett A.J.* Fundamentals of Magmatic Sulfide Deposits // *Reviews in Economic Geology*. 2011. V. 17. P. 1–50.
4. *Krivolutskaya N., Gongalsky B., Kedrovskaya T., Kubrakova I., Tyutyunik O., Chikatueva V., Bychkova Ya., Kovalchuk E., Yakushev A., Kononkova N.* Geology of the Western Flanks of the Oktyabr'skoe Deposit, Noril'sk District, Russia: Evidence of a Closed Magmatic System // *Mineralium Deposita*. 2019. V. 54. P. 611–630.
5. *Grinenko L.N.* Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbrodolerite intrusions of the northwest Siberian platform // *International Geology Review*. 1985. V. 27. P. 695–708.
6. *Krivolutskaya N., Latyshev A., Dolgal A., Gongalsky B., Makareva E., Makarev A., Svirskaya N., Bychkova Ya., Yakushev A., Asavin A.* Unique PGE–Cu–Ni Noril'sk deposits, Siberian Trap Province: magmatic and tectonic factors in their origin // *Minerals*. 2019. V. 9. 66 p.
7. *Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В.* Вещественная эволюция пермо-триасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 4. С. 339–353.
8. *Криволицкая Н.А.* Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // *Докл. РАН*. 2014. Т. 454. № 3. С. 319–321.
9. *Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Snisar S.G., Gongalskiy B.I., Hauff B., Kuzmin D.V., Tushentsova I.N., Svirskaya N.M., Kononkova N.N., Schlychkova T.B.* Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt–Cu–Ni sulfide deposit, Noril'sk Region, Russia: Implications for relationship of ore-bearing intrusions and lavas // *Mineralium Deposita*, 2012. V. 47. P. 69–88.

А.М. Кузин¹

Сравнительный анализ распределения неоднородностей в консолидированной коре месторождений углеводородов восточной части ВЕП

Представление сейсмических разрезов распределений скорости продольных волн (V_p) и отношения скорости продольных волн к скорости поперечных волн (V_p/V_s) в виде цветовой палитры соответствующей относительным значениям позволяет уверенно выделить области изменения сейсмических параметров. В качестве исходных данных использовались

¹ Институт проблем нефти газа РАН, Москва, Россия

сейсмические разрезы (рис. 1, А) из книги [1]. Для V_p повышенные значения были выделены белым или светло серым, темно серым пониженные значения (рис. 1, Б). Для V_p/V_s пониженные значения были обозначены светло-серым цветом, темно-серым повышенные значения (рис. 1В). В случае, когда значения параметра несущественно отличалось по значениям от максимальных и минимальных, использовалась дополнительная палитра или область параметра не закрашивалась. Это позволило выделить в разрезе зоны относительно повышенных и пониженных значений, условно соответствующих «газовой» и «водяной» специализации, а также наметить возможные каналы функционирования гидротермальной системы [2].

С использованием этого способа были переинтерпретированы фрагменты профилей ГСЗ, пересекающие основные нефтегазоносные районы и месторождения Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций. На севере провинции геотраверс «Чешкая губа – Пай-Хой» (рис. 1, А) пересекает Шапкина-Юрьяхинский нефтегазоносный район (ПК 10-25) и Варандей-Адзвинский нефтеносный район (ПК 25-40). В центральной части разреза V_p (рис. Б), в самой верхней части осадочного чехла выделяется линза высокоскоростных пород. В консолидированной коре она коррелируется с «антиклинальным поднятием» изолиний повышенных значений V_p (6.5–7.0 км/с) на глубине от 10 км до 22 км. С глубины 30 км и до границы Мохоровичича высокие значения V_p (7.0–7.4 км/с) облекают область аномально низких значений V_p (6.6–6.7 км/с), что позволяет рассматривать эти низкоскоростные сейсмические домены как область внедрение флюидов.

Сейсмический разрез V_p/V_s (рис. В) более дифференцирован по сравнению с разрезом V_p и заметно отличается формой распределения параметра V_p/V_s . Между пикетами 20 и 25 проходит граница с различной картиной распределения V_p/V_s . В западной части, это переслаивание доменов с повышенными и пониженными значениями. В восточной части доминируют сейсмические домены с повышенными значениями V_p/V_s , образующими в нижней части коры наклонную структуру, «надвинутую» на область низких значений, причем в центральной части находится область самых низких значений V_p/V_s . Такая картина распределения V_p/V_s на разрезе показывает общее направление миграции флюидов со стороны Урала на восточную часть ВЕП.

Положение месторождений углеводородов коррелируется с распределением значений V_p и V_p/V_s . Месторождения Шапкина-Юрьяхинского нефтегазоносного района (ПК 10-25) находятся на интервале разреза, где в верхней коре залегает линза относительно пониженных значений V_p . Граница Шапкина-Юрьяхинского района совпадает с синклиальной по форме областью на разрезе V_p (Н = 15 км, ПК 22.5) и верти-

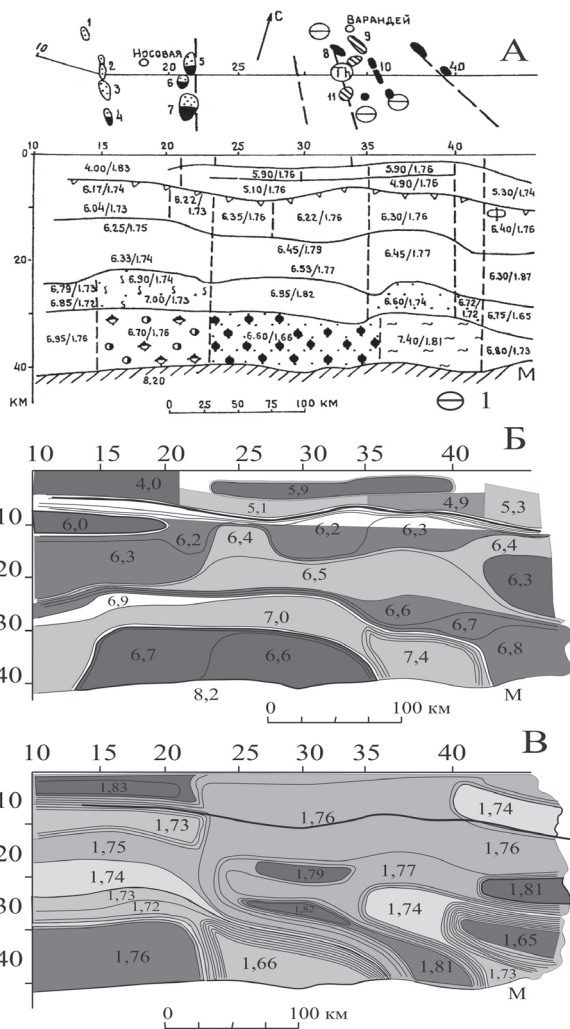


Рисунок. А – сейсмический разрез земной коры через Шапкина-Юрьянский нефтегазоносный район (ПК 10-25) и Варандей-Адзвинский нефтеносный район (ПК 25-40) по линии геотранверса Чешкая губа – Пай-Хой. Крупные месторождения (выборочно): 1 – Коровинское, 2 – Кумжинское, 3 – Василковское, 4 – Ванейвисское, 5 – Хыльчюуское, 6 – Южное Хыльчюуское, 7 – Ярейюское, 8 – им. Р. Требса, 9 – Торавейское, 10 – Наульское, 11 – им. А. Титова. (1 – проявления золото-сульфидной минерализации по данным ЦНИГРИ) [1]. Б – сейсмический разрез земной коры в изолиниях скорости продольных волн; В – сейсмический разрез земной коры в изолиниях отношения скорости продольной волны к скорости поперечной волны

кальной границей между различным типом распределения V_p/V_s на разрезе.

Месторождения Варандей-Адзвинский нефтеносного района (ПК 25-40) на сейсмическом разрезе (рис. 1, А) хорошо совпадают с высокоскоростной линзой (рис. 1, Б), залегающей в осадочном разрезе ($H \approx 2.5$ км). В верхней части кристаллического фундамента месторождения проецируются на флексурный по форме перегиб изолиний со значением $V_p = 6.2\text{--}6.3$ км/с ($H = 10\text{--}12$ км). В средней и нижней частях коры месторождения проецируются на вершины антиклинальных по форме повышенных и пониженных областей V_p (рис. Б). Можно полагать, что область пониженных значений V_p в нижней части коры являлась источником углеводородных флюидов. Это подтверждает область низких значений V_p/V_s , находящаяся между пикетами 23-37 (рис. 1, В).

На разрезе V_p/V_s месторождениям этого района соответствует область повышенных значений V_p/V_s (1.76), по пикетам четко совпадающая с высокоскоростной линзой в осадочном чехле. Сравнительный анализ расположения месторождений Шапкина-Юряхинского нефтегазоносного района и месторождений Варандей-Адзвинский нефтеносного района показывает, что последние возможно коррелированы с областью повышенных значений V_p/V_s в верхней части коры (рис. В).

Профиль Уральский находится в центральной области ВЕП, примерно на широте г. Екатеринбурга. В своем начале профиль пересекает месторождения Верхнекамской и Пермской-Башкирской нефтегазоносных областей. При интерпретации были получены следующие результаты.

1. На разрезе V_p по значениям скорости четко выделяются разделяющие консолидированную кору две вертикальные области, повышенных и пониженных значений. Картина распределения V_p становится значительно более определенной по сравнению с исходным разрезом [1]. Западная область на разрез более высокоскоростная, чем восточная.

2. Глубинный разрез V_p/V_s схож по картине распределения значений с разрезом V_p . Область пониженных значений V_p/V_s в средней части коры делится на две зоны. В них пониженные значения V_p/V_s соответствуют пониженным значениям V_p . В западной части разреза область с пониженными значениями V_p/V_s по глубине занимает интервал между 15 и 25 км. В восточной части разреза интервал пониженных значений по глубине значительно шире, от поверхности фундамента до 30 км.

3. В верхней части коры месторождения углеводородов коррелируются антиклинальным и клиноформным поведением изолиний V_p/V_s , например, Осинское газовое месторождение.

Ясногорская прогнозная зона расположена в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции на продолжении профиля ГСЗ «пос. Манаш –

пос. Карачаганак» [1]. Выполненная интерпретация по описанному выше способу позволила установить:

1. На разрезе V_p в центральной части фрагмента профиля выделяется мощная субвертикальная (с заметным падением на северо-восток) область относительно пониженных значений V_p , фактически прослеживаемая до границы Мохоровичича.

2. Самые низкие значения V_p/V_s (1.63) находятся в центральной части наклонного контакта доменов с пониженными значениями, что может рассматриваться дополнительным аргументом в пользу первичной миграции газа из консолидированной коры. Южная граница Ясногорской прогнозной зоны совпадает с контактом разно упругих доменов [1] с резко различными значениями V_p и V_p/V_s .

3. Юртаевское месторождение коррелируется с проекцией вертикального разрывного нарушения (приблизительно 85 ПК), которое сейсмически контрастно только в средней части (контакт разно упругих доменов).

4. В подошве осадочного чехла залегает горизонт пониженной V_p , который может по аналогии с распределением в консолидированной коре считаться волноводом и возможным каналом горизонтальной миграции флюидов. 5. На разрезах V_p и V_p/V_s четко просматривается наклон в сторону Урала [3].

Заключение

Установлено преимущественно наклонное залегание тектонических структур консолидированной коры на юге и севере Предуралья в сторону Уральской складчатой системы. В центральной области восточной части ВЕП преобладает субвертикальная тектоническая расчлененность. На переинтерпретированных разрезах V_p и V_p/V_s нефтегазоносных районов Волго-Уральской и Тимано-Печорской провинций выделены возможные зоны миграции и локализации флюидных потоков из консолидированной коры в осадочный чехол. Вероятно, что основной вклад в пониженные значения V_p/V_s вносит газ, а в повышенные вода [2]. Расположение месторождений углеводородов согласуется с возможным нагнетанием флюида в среднюю часть коры со стороны Уральской геосинклинальной области [3].

Литература

1. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.
2. Кузин А.М. О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы гео-

лого-геофизического изучения недр). Часть 1 // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2015. Вып. 2(12). <http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html>

3. Кузин А.М. Месторождения углеводородов Прикаспийской впадины по данным интерпретации многоволнового сейсмического профилирования (часть 1) // Уральский геологический журнал. 2022. № 2 (146). С. 44–56.

Н.Б. Кузнецов¹, С.Ю. Колодяжный¹, Т.В. Романюк²

Результаты U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из пород шокшинской свиты Южно-Онежской впадины

Онежская структура (ОС) представляет собой реликт палеопротерозойского долгоживущего прогиба, активное развитие которого происходило в течение 2.5–1.7 млрд лет и в менее выраженной форме продолжается в настоящее время [5]. Этот уникальный геологический объект Балтийского щита (БЩ), расположен на юге Карелии и занимает площадь ~40 тыс. км² (рис. 1). В строении северной части ОС, выделяемой как Северо-Онежский синклиний (СОС), участвуют палеопротерозойские шунгиты, эвапориты и другие осадочные образования, базиты и пикробазальты, слагающие многочисленные силлы и дайки. В южной части ОС обособлена Южно-Онежская синклиналь (ЮОС), сложенная толщами верхней части разреза палеопротерозойского стратифицированного комплекса ОС. Это шокшинская свита красноцветных кварцитовидных песчаников и подстилающая ее петрозаводская свита серых песчаников. Со структурным и стратиграфическим несогласием петрозаводская свита налегает на более древние существенно интенсивно дислоцированные палеопротерозойские образования южной части СОС. В свою очередь шокшинская свита с несогласием перекрыта верхним вендом чехла Русской плиты. Такой характер взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими образованиями долгое время позволял относить петрозаводскую и шокшинскую свиты к иотнию (средний рифей) [2 и мн. др.]. В дальнейшем эти свиты были переведены в ранг одноименных горизонтов вепсийского надгоризонта, завершающего стратиграфический разрез палеопротерозоя Карело-Кольского региона [4, 5]. Возрастные рубежи формирования

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

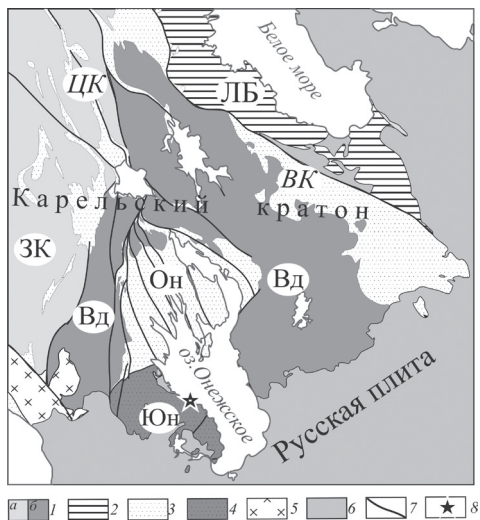


Рис. 1. Схема геологического строения юго-восточной части Балтийского щита.

1 – архейские гранит-зеленокаменные комплексы: а – Западно-Карельского (ЗК), б – Водлозерского (ВД) массивов; 2 – архей-нижнепротерозойские гранулитогнейсовые комплексы Лапландско-Беломорского пояса (ЛБ); 3–5 – протерозойские комплексы: 3 – вулканогенно-осадочные нижне- и среднепалеопротерозойские, 4 – терригенные верхнепалеопротерозойские Южно-Онежской мульды, 5 – раннерифейские граниты рапакиви; 6 – венд – фанерозойский

чехол; 7 – разрывы; 8 – место отбора пробы KL-555. Зоны сдвига: ЦК – Центрально-Карельская, ВК – Восточно-Карельская; Он – Северо-Онежский синклиниорий, Юн – Южно-Онежская синклиналь

вепсийского надгоризонта вплоть до настоящего времени определены не вполне надежно.

Нами получены первые результаты U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr) из красноцветных кварцитовидных песчаников шокшинской свиты. Проба KL-555 отобрана из нижней части разреза шокшинской свиты на одноименном месторождении (рис. 1). Выделенные из этой пробы по стандартной методике dZr проанализированы в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН по методике [3]. Для характеристики степени дискордантности использованы величины D1 и D2, рассчитанные по формулам (1) и (2)

$$D1 = 100\% * [\text{возраст } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}) / \text{возраст } ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}) - 1] \quad (1).$$

$$D2 = 100\% * [\text{возраст } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}) / \text{возраст } ({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}) - 1] \quad (2).$$

Для 34 анализов (из выполненных 79) $-1.2\% < D1$ и $D2 < 10\%$ и поправка датировки на общий свинец < 60 млн лет. Только эти анализы использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ). Возрасты всех этих датировки древнее 1 млрд лет, поэтому для оценки возраста использованы отношения ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ (рис. 2).

Самые древние возрасты 2805 ± 11 млн лет ($D1 = 0.4\%$, $D2 = 0.7\%$) и 2777 ± 7 млн лет ($D1 = 2.0\%$, $D2 = 3.4\%$). Самые молодые –

1899±12 млн лет ($D1 = 2.9\%$, $D2 = 6.3\%$), 1904±11 млн лет ($D1 = 0.0\%$, $D2 = 0.05\%$), 1913±11 млн лет ($D1 = -0.6\%$, $D2 = -1.2\%$) имеют средневзвешенное значение 1906±13 млн лет (рис. 2, В). Это с учетом известных изотопных датировок габбродолеритов Ропручейского сила (U-Pb возраст по циркону – 1770±12 млн лет; U-Pb по бадделеиту – 1751±3 млн лет [1]), прорывающего шокшинскую свиту, дает возможность ограничить время формирования шокшинской свиты интервалом ~1.90–1.75 млрд лет.

Набор полученных датировок dZr сопоставлен с возрастами известных в регионе архейско-палеопротерозойских кристаллических ком-

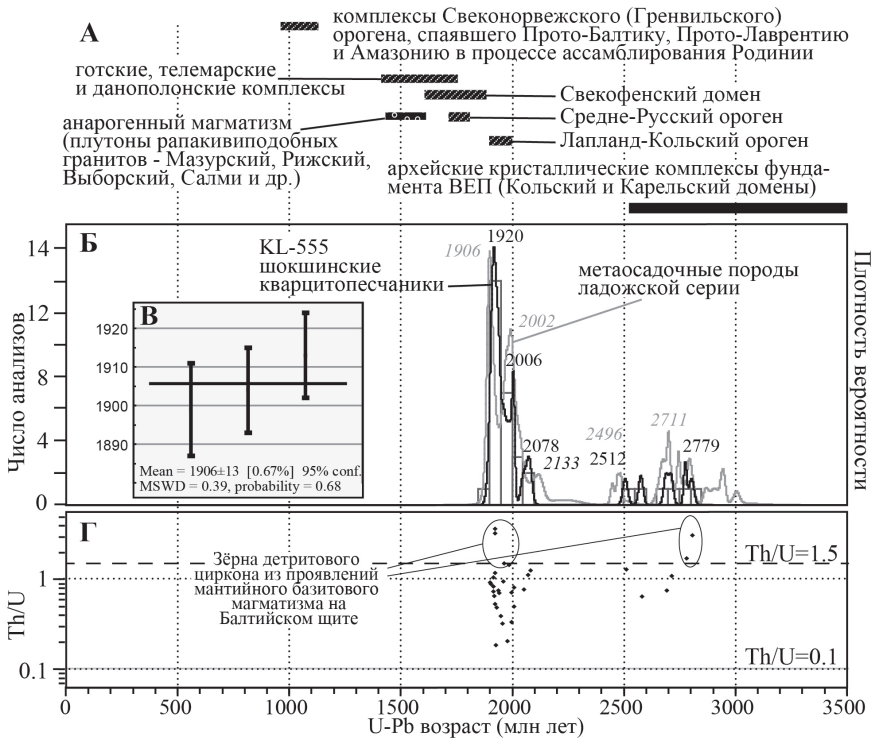


Рис. 2. А. Сводка возрастов некоторых кристаллических комплексов северной части Восточно-Европейской платформы и Свеконорвежского домена, которые могли бы быть потенциальными первичными источниками детритового циркона. Б. Гистограмма и КПВ, иллюстрирующие распределение U-Pb изотопных возрастов зерен dZr из пробы KL-555. Серая линия – аналогичные данные для ладожской серии, по [5]. В. Средневзвешенное значение возраста по трем минимальным датировкам. Г. Диаграмма «Th/U vs U-Pb возраст» для изученных зерен dZr, для которых получены кондиционные оценки возраста

плексов. Яркие частотные пики на КПВ возрастов dZr из пробы KL-555 соответствуют значениям: 1920 и 2006 млн лет, второстепенный пик – 2078 млн лет (рис. 2, Б). Доминирующие группы dZr с интервалами возрастов 2.1–1.98 млрд лет (6 датировок), 2.05–2.08 млрд лет (3 датировки) и 1.96–1.90 млрд лет (18 датировок) имеют наиболее вероятным источником сноса области развития магматических пород людиковия (2100–1920 млн лет) в СОС и, возможно, образований ладожской серии, развитой вдоль окраины Свекофеннского аккреционного орогена. Наборы возрастов зерен dZr из кварцито-песчаников шокшинской свиты и пород ладожской серии очень сходны (KS-коэффициент – 0.27) и характеризуют, главным образом, тектоно-магматические события, непосредственно предшествовавшие проявлению Свекофеннской орогении (1.9–1.87 млрд лет). Возрасты шести позднеархейский единичных dZr – 2.8–2.5 млрд лет. Эти датировки соответствуют оценкам возраста гранитоидов, вскрытых Онежской параметрической скважиной в основании ОС. Вместе с тем, в пробе KL-555 не установлены раннеархейские dZr , источником которых могли бы быть тоналиты Водлозерского блока.

На основе имеющихся и новых данных разработана палеогеографическая схема Карело-Кольского региона для позднего вепися. Высокозрелые шокшинские песчаники сформированы в локальном бассейне за счет накопления обломочного материала, переносимого обширным и разветвленным седиментационным потоком в направлении с севера и северо-запада на юг и юг–юго-восток. Вероятно, главная магистраль потока проходила вдоль реологически ослабленной Центрально-Карельской зоны сдвига, где в районе современного оз. Верхнее Куйто на палеоводосборах были экспонированы дайки долеритов с возрастом 2310 млн лет (дистанция транспортировки dZr – 450 км). Это нашло отражение в их высоких величинах Th/U в dZr (рис. 2 Г). Главное обогащение зернами dZr произошло в устье потока, которое было расположено в пределах СОС, где накануне веписийского времени произошла инверсия и син-синсвекофеннские (1.9–1.87 млрд лет) деформации. Здесь из области развития людиковия были захвачены доминирующие группы dZr с возрастом 2.1–1.90 млрд лет (дистанция транспортировки dZr – 40–100 км). С учетом наблюдаемых седиментационных признаков (косая слоистость, структуры оползания), снос обломочного материала происходил в южном и юг–юго-восточном направлении. Подводная часть дельты и соответствующий ей осадочный клин постепенно проградировали в южном направлении в область Южно-Онежской мульды.

Учитывая, что наборы возрастов зерен dZr из пород ладожской серии и из шокшинских кварцито-песчаников сходны, мы предполагаем, что Центрально-Карельский магистральный седиментационный поток подпитывался многочисленными правыми притоками, пересекавшими и

дренировавшими полосу распространения пород ладожской серии, развитой вдоль границы Карельского кратона и Свекофеннского орогена.

Работа выполнена в рамках тем государственных заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

Литература

1. Бибикова Е.В. и др. U–Pb изотопный возраст вепся Карелии // Докл. АН СССР. 1990. Т.310. №1. С.212–216.

2. Галдобина Л.П. Йотнийские образования района Прионежья Карельской АССР // Изв. КФАН СССР. № 1. 1958. 10–18.

3. Никишин А.М. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 18–33.

4. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1984. 270 с.

5. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.

**А.Б. Кузьмичев¹, М.К. Данукалова¹, К.К. Сатановский¹,
Н.В. Брянский², А.С. Дубенский¹**

Геология острова Русский (архипелаг Норденшельда)

Остров Русский расположен между Таймыром и Северной Землей. Он является самым северным и самым крупным в архипелаге Норденшельда. Остров вытянут в ВСВ направлении в соответствии с Таймырскими простираниями на 38 км и имеет ширину (вкрест простирания) 10–13 км. Остров никогда систематически не изучался, высадки геологов на берег для отбора образцов осуществлялись на СВ мысу [1] и в западной части [2]. На имеющихся мелкомасштабных геологических картах [3, 4] остров включен в состав Северо-Таймырского складчатого пояса, который сложен венд-кембрийскими флишоидными отложениями ленивенской серии, прорванными позднепалеозойскими гранитами. Породы ленивенской се-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

рии, как считается, представлены турбидитами, которые накапливались на континентальном склоне Карского микроконтинента (или Карского сегмента Балтики) во время Тиманского орогенеза [5–7].

На космических снимках острова Русский отчетливо виден контрастный разрез слоистых осадочных толщ, включающих светлые пачки, похожие на карбонатные породы. Такая фотоструктура нетипична для Северо-Таймырских флишеидных отложений, и более похожа на ту, что наблюдается в районах распространения нижнепалеозойского терригенно-карбонатного осадочного комплекса на о. Октябрьской Революции и в Центрально-Таймырском поясе. Мы предполагали, что на о. Русский можно обнаружить смену терригенных венд-нижнекембрийских пород более молодыми и более мелководными, в том числе карбонатными, разностями, на присутствие которых в разрезе указывалось в [1]. В ходе экспедиции, состоявшейся осенью 2020 года (6 сентября – 20 октября), нами исследована восточная половина острова и впервые описан разрез слагающих его пород.

Выяснилось, что на о. Русский распространены исключительно терригенные отложения. Карбонатные породы отсутствуют, светлый фототон соответствует породам, глинизированным в коре выветривания. Граниты, показанные на мелкомасштабных геологических картах, отсутствуют. Впечатление о моноклиналином залегании пластов, которые на снимках трассируются почти вдоль всего острова, оказалось обманчивым. Значительная часть параллельных линейных элементов дешифрируемой структуры отвечает трещинам в глинистой коре выветривания, ориентированным вдоль кливажа. Прямые структурные наблюдения эпизодически возможны лишь в узкой волноприбойной зоне. Преобладают моноклинали с крутым падением пластов к ЮЮВ или с субвертикальным залеганием. В нескольких пунктах, где было возможно определить кровлю и подошву, и где наблюдались встречные падения пластов, удалось обосновать присутствие изоклиналиных складок со слабо выраженной СЗ вергентностью и с наклонными шарнирами. На космических снимках высокого разрешения (куплены уже после полевых работ) на некоторых участках, где кора выветривания большей частью смыта, видна напряженная складчатость, близкая к изоклиналиной с наклонными шарнирами. Протрассировать контуры пачек и толщ для обоснования их последовательности на этом материале невозможно.

Весь остров сложен слабоконтрастным терригенным комплексом с преобладанием песчаников, местами переходящих в гравелиты. В нижней части разреза встречаются пачки темно-серых пиритизированных сланцев. Общая мощность оценена в 1–2 км. Породы слабо метаморфизованы – глинистый цемент песчаников замещен микрочешуйчатым агрегатом хлорита и серицита. Некоторые разности, вероятно, были цементирована-

ны опалом (ныне раскристаллизован). В разрезе во время полевых работ выделено 8 толщ. Толща 4 и верхние две толщи обнажены плохо, и последовательность пачек в них установлена неуверенно. Мы не исключаем повторения разреза, которое возможно удастся обосновать после полной обработки материалов. Доминирующей породой являются серые и серо-зеленые (за счет хлорита) плохо сортированные песчаники с отдельными крупными обломками кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Обычно количество зерен полевых шпатов и кварца сопоставимо, встречаются их срастания. Другой характерный компонент – обломки вулканитов преимущественно кислого состава, на некоторых уровнях доминируют вулканиты среднего и основного состава. Иногда этот компонент преобладает, иногда почти отсутствует. Некоторые разности песчаников обогащены эпидотом, реже (толща 7) встречаются зрелые существенно кварцевые сортированные песчаники. Для некоторых толщ характерно присутствие мелких порфириобластов анкерита и доломита, равномерно распределенных в песчаниках и алевролитах. Турбидиты присутствуют только в нижней толще. Вышележащий разрез почти лишен ясных седиментационных текстур и, вероятно, накопился в шельфовой обстановке.

Проанализировано 9 образцов детритового циркона, распределенных по разрезу: 130 анализов на образец, в сумме более 1100 конкордантных значений. Несмотря на петрографические различия вмещающих песчаников и гравелитов, спектр возрастов циркона сходен во всех образцах. Этот спектр лежит в диапазоне: поздний архей – начало кембрия, с резким преобладанием позднепротерозойских (преимущественно вендских) цирконов. Архей представлен единичными зернами, группирующимися вокруг 2700 млн лет. Палеопротерозойских зерен больше (6–21 шт./обр.) с пиковыми значениями на сводной диаграмме 1760, 1880, 1980 млн лет. В интервале 2120–2440 млн лет датировок нет: на протяжении более чем 300 млн лет магматических событий в питающей провинции не было. Мезопротерозойских зерен 13–35 шт./обр., в сумме 193 анализа. Выделяются 4 пиковых значения на суммарной кривой KDE: 1015, 1205, 1365 и 1530 млн лет. На первую половину неопротерозоя приходится перерыв в магматизме в опробованной провинции: в интервале 990–770 есть только несколько случайных измерений. Диапазон 770–710 охарактеризован лишь 10 зернами (в сумме по всем 9 образцам). Таким образом, интервал 990–710 длительностью 280 млн лет, охватывающий большую (раннюю) часть неопротерозоя – почти пустой.

Возраст преобладающего количества проанализированных цирконов во всех образцах лежит внутри интервала 710–500 млн лет (54–97 шт./обр., в сумме 750 анализов). В пределах этого интервала обособляется группа с возрастом 710–630 млн лет с пиком 650 млн лет. Интервал 630–500 включает большую часть всех анализов каждого образца, и в сумме

это 640 анализов. Преобладающее количество датировок (504 шт.) в этой группе лежит в интервале 600–535 млн лет, и, вероятно, магматизм в питающей провинции продолжался на этом временном интервале непрерывно с кульминацией 555–570 млн лет (плоская вершина главного пика). Этот пароксизм магматизма явно связан с неким тектоническим событием.

Зерна с раннекембрийскими возрастами присутствуют в каждом образце (в сумме их 108 шт.), и в некоторых обособляется пиковое значение 538 млн лет. Максимальный возраст осадконакопления определялся на изотопной диаграмме по конкордантному возрасту наиболее молодого кластера, включавшего от 3 до 12 анализов. Он варьирует от 538 ± 5 (толща 1) до 515 ± 4 (толща 4). Особняком стоит образец гравелита 183/1-20 из второй толщи, в котором возраст наиболее молодого кластера из 4-х зерен составляет 506 ± 5 млн лет (начало среднего кембрия в российской шкале). Однако основной кембрийский кластер в этом же образце, состоящий из 15 анализов, имеет конкордантный возраст 537 ± 3 млн лет. Для обоснования стратиграфической последовательности толщ эти данные малоприменимы по ряду причин.

Изученный на о. Русский терригенный комплекс сформировался в переходной области между глубоководными флишоидными отложениями Северного Таймыра и мелководными фациями Северной Земли, и демонстрирует проградацию шельфа с севера на юг. По литологическим признакам выделенные толщи параллелизованы с (венд)-кембрийскими терригенными отложениями острова Большевик, лежащими на простирании, которые накопились в той же переходной зоне и демонстрируют аналогичное распределение возрастов детритовых цирконов [2, 6]. Предполагается, что источником цирконов позднего неопротерозоя и кембрия являлось СВ продолжение Тиманского орогена (ныне погребено), более древних цирконов – докембрийские пояса в тылу этого орогена [6]. Сходные возрастные спектры циркона выявлены также в кембрийских песчаниках на севере Таймыра и на Новой Земле, где кембрийские породы интерпретированы как отложения континентальной окраины Кары [7]. Мы же рассматриваем Северо-Таймырский пояс как бассейн форланда, образовавшийся на окраине Сибирского континента в процессе его коллизии с Карским блоком Балтики.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФ (проект № 22-77-10096).

Литература

1. *Погребецкий Ю.Е., Захаров В.В.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000. Лист Т-45, 46, 47 (архипелаг Норденшельда). Л.: ВСЕГЕИ, 1960.

2. *Макарьев А.А.* (ред.) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 472 с.

3. *Марковский В.А., Шнейдер Г.В., Прокурнин В.Ф., Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф., Лопатин Б.Г.* Государственная геологическая карта РФ (новая серия). Масштаб 1:1 000 000. Листы Т-48-50 (о. Большевик). СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003.

4. *Макарьев А.А., Макарьева Е.М.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). СПб.: ФГУНПП «ПМГРЭ», 2011.

5. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.

6. *Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A.* Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // Norwegian J. of Geol. 2008. V. 88. P. 235–258.

7. *Pease V., Scott R.A.* Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. P. 517–527.

А.В. Куликова^{1,2}, М.М. Буслов^{1,2}, К.Р. Миннебаев²

Осадочные породы Кузнецко-Алтайской островодужной системы (Курайская зона юго-восточной части Горного Алтая): структурное положение, условия формирования и возраст

В Курайской зоне юго-восточной части Горного Алтая выделяются [1–4] следующие геодинамические комплексы Кузнецко-Алтайской островодужной системы: 1) докембрийская–раннеордовикская островная дуга; 2) докембрийская Курайская аккреционная призма; 3) среднекембрийский–раннеордовикский преддуговой прогиб.

Курайская аккреционная призма находится в Баратальском тектоническом блоке центральной части одноименной зоны. В структуру Курайской аккреционной призмы входят различные по составу и размерам тектонические пластины палеосимаунтов, а также Чаган-Узунских офиолитов.

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

² Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

Метаморфические породы (эклогиты, безгранатовые и гранатовые амфиболиты, гранат-пироксен-амфиболовые породы, протолитом для которых являются базальты N-MORB, E-MORB и OIB) присутствуют в составе аккреционной призмы в виде блоков в серпентинитовом меланже, а также отдельных линз и пластин, и, как правило, приурочены к офиолитам. Вышеперечисленные пластины перемежаются с отложениями олистостром и турбидитов [2, 3]. Структура аккреционной призмы нарушена позднепалеозойскими разломами [2]. Полученные возрасты эклогитов и гранатовых амфиболитов позволили выделить три дискретных события: 629 ± 5 , 585 ± 4 и 524 ± 4 млн лет [5–7]. Возраст 629 ± 5 млн лет отражает формирование эклогитов в зоне субдукции и их последующую эксгумацию; 585 ± 4 млн лет – последнее столкновение крупного палеосимаунта с островной дугой, заклинивание и перескок зоны субдукции.

Нами были изучены две пластины олистостром, входящих в состав аккреционной призмы в южной и западной ее частях. В составе грубообломочных толщ выделялись крупные блоки (размером до 20 м) базальтов типа N-MORB и OIB, габбро, кремнистых и карбонатных пород, погруженные в песчано-алевролитовую массу, преобразованную в зеленосланцевой фации метаморфизма. При петрографическом изучении песчано-алевролитовые породы можно разделить на 2 типа: для первого характерны полимиктовый состав обломков с обилием плагиоклаза и эффузивных основных пород, присутствие граната, поровый глинистый цемент и массивная текстура (матрикс олистостромы); для второго типа – преимущественно кварцевый состав, более мелкая размерность, лучшая окатанность обломков, конформный цемент, а также градиционно-слоистая текстура (фоновые осадки глубоководного желоба). Согласно U-Pb датированию цирконов из матрикса олистостромы, выделяются: крупный пик на 627 млн лет, который хорошо коррелируется с возрастом высокобарического метаморфизма в Курайской аккреционной призме; более древние возрасты цирконов – 820 млн лет, сопоставимые с возрастом цирконов из бонинитовых туфов островной дуги; а также единичные цирконы более древнего возраста. Возрасты цирконов, присутствие в матриксе эффузивных основных пород и граната может говорить о наличии в числе источников сноса пород островной дуги, а также офиолитов, палеосимаунтов и высокометаморфизованных пород, входящих в состав аккреционной призмы. Таким образом, можно предположить, что пластины олистостром в составе Курайской аккреционной призмы были сформированы в глубоководном желобе и в дальнейшем были вовлечены в состав аккреционного клина.

Отложения островной дуги находятся в Балхашском тектоническом блоке на северо-западе Курайской зоны и представляют собой пакет тектонических пластин, блоков и линз западного–северо-западного прости-

рания. Пластины перемежаются друг с другом и по составу отвечают вулканогенно-осадочному и плагииориолит-базальтовому (балхашская свита), известняково-граувакковому (тыдтуярыкская свита) и граувакковому и андезит-базальтовому (курайская свита) комплексам пород [8]. Лавы и магматические породы из комплексов параллельных даек и дайко-силлов балхашской свиты по составу отвечают толеитовым базальтам и бонинитам примитивной островной дуги [1, 8–10]. U-Pb возраст бонинитовых туфов составляет 837 млн лет.

Пластины тыдтуярыкской свиты относятся к преддуговому прогибу ранней стадии островодужной системы [8] и представлены чередованием песчаников и гравелитов вулканомиктового и полимиктового состава, конгломератов с терригенными ритмично-слоистыми породами (последовательность песчаников, алевролитов и кремнистых аргиллитов). Породы часто интенсивно тектонизированы и метаморфизованы. Согласно анализу тяжёлой фракции, в песчаниках преобладали такие минералы, как эпидот, сфен, пирит, хромит и слюды, в меньшей степени роговая обманка, апатит. U-Pb датирование цирконов позволило выделить основной пик на 520 млн лет и одно зерно на 660 млн лет. Учитывая тектоническую переработку пород, состав обломков и возраст цирконов, данную толщу можно интерпретировать, как пластину преддугового прогиба, где источниками сноса служили породы островной дуги и, вероятнее всего, породы аккреционного клина.

Пластины терригенных и карбонатных пород курайской свиты нами были изучены на левобережье р. Чуя недалеко от пос. Чаган-Узун. Разрез можно разделить на три толщи: 1) средне- и крупноритмичных гравелитов и песчаников с пластообразными и линзообразными телами известняков, кремней и очень редко туфов, выше по разрезу увеличивается роль карбонатного материала в ритмах пород; 2) темно-серых слоистых известняков и мраморов, смятых в мелкие изоклинальные складки; 3) с тонкой ритмичной последовательностью песчаников, алевролитов и кремнистых аргиллитов. Из первой толщи были изучены образцы от мелко- до крупнозернистых песчаников. Обломки в песчаниках представлены в основном почти неокатанными плагноклазами, амфиболами, реже пироксенами, эффузивами, эпидотами. Также присутствуют гранаты, которые частично или полностью замещены плагноклазом. Согласно анализу тяжелой фракции, в песчаниках преобладают хромит, эпидот, сфен, амфиболы, реже гранат, апатит. U-Pb датирование цирконов из крупнозернистого песчаника позволило выделить основной пик на 507 млн лет и второстепенный на 611–638 млн лет [11]. Согласно составу обломков и возрасту цирконов из песчаников, данную толщу можно интерпретировать, как пластину отложений преддугового прогиба, где источниками сноса служили породы островной дуги, а также породы аккреционного клина.

В западной части Курайской зоны аккреционный клин перекрывается через базальные конгломераты грубообломочными отложениями среднекембрийско-раннеордовикской чибитской свиты преддугового прогиба [12]. Обломки конгломератов представлены в основном карбонатными и кремнистыми породами, эффузивами и ультрабазитами. По U-Pb датированию детритовых цирконов из цемента конгломератов выделяется один источник сноса с явно выраженным пиком в 526 млн лет. Помимо этого, были изучены породы матрикса олистостромы (песчаники). Обломки из крупнозернистых песчаников чибитской свиты слабоокатаны и представлены плагиоклазами, эффузивами, кремнистыми и карбонатными породами, реже пироксенами. Из песчаников были выделены цирконы магматического генезиса, согласно U-Pb датированию которых выделяется один источник сноса с явно выраженным пиком в 507 млн лет. Учитывая полученные данные, можно предположить, что на данном этапе аккреционный клин был полностью перекрыт осадками преддугового прогиба и снос поступал только с островной дуги.

Таким образом, можно предположить, что пластины олистостром в составе Курайской аккреционной призмы были сформированы в глубоководном желобе и в дальнейшем были вовлечены в состав аккреционного клина. Породы тыдтуярыкской, курайской и чибитской свит можно интерпретировать, как комплексы преддугового прогиба. Однако для песчаников тыдтуярыкской и курайской свит источниками сноса служили породы островной дуги, а также породы аккреционного клина, в то время как для песчаников чибитской свиты снос поступал только с островной дуги.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и проекта РНФ (22-17-00038).

Литература

1. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
2. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 82–93.
3. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381–1403.
4. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаттор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных

структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1627.

5. Куликова А.В. Условия формирования базит-ультрабазитовых и метабазитовых комплексов Курайской аккреционной зоны (Горный Алтай) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2018. 22 с.

6. Куликова А.В., Буслов М.М., Травин А.В. Геохронология метаморфических пород Курайского аккреционного клина (юго-восточная часть Горного Алтая) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1049–1063.

7. Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н., Падерин И.П. Балтырганский эклогит-амфиболитовый комплекс Горного Алтая: состав, возраст, геохимия циркона // Региональная геология и металлогения. 2012. № 49. С. 60–69.

8. Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П., Русанов Г.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 567 с. + 8 вкл.

9. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.

10. Котляров А.В., Симонов В.А., Сафонова И.Ю. Бониниты – критерии геодинамического развития магматических систем в палеосубдукционных зонах Горного Алтая // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 1. С. 39–58.

11. Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Zheng J., Rubanova E.S., Voytishchek E.E. Neoproterozoic–middle Paleozoic tectono-magmatic evolution of the Gorny Altai terrane, northwest of the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from detrital zircon U–Pb and Hf-isotope studies // Lithos. 2015. V. 233. P. 223–236.

12. Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ Горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 6. С. 789–798.

Структурный анализ мезопротерозойских гранито-гнейсов западной части Северного Тянь-Шаня

Северный Тянь-Шань (СТШ) представляет собой раннепалеозойский ороген, находящийся в юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Обнажающиеся преимущественно в его пределах протерозойские метаосадочные толщи и гранито-гнейсы слагают фундамент Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента [2]. Внутреннее строение гранито-гнейсов и метаосадочной рамы отражает наиболее ранние эпизоды эволюции СТШ, однако этапы их деформаций остаются слабо охарактеризованными. Основной целью настоящего исследования является изучение деформационных структур и условий их формирования в западной группе мезопротерозойских гранито-гнейсов, приуроченных к обрамлению Макбальского антиклинория.

В группу изучаемых объектов входят: Караджилгинский, Кызылташский, Береговской и Табалыкский массивы, прорывающие мраморизованные известняки и сланцы оротаусской свиты мезопротерозойского возраста (рис. 1) [1, 4].

Для изучения особенностей и характера деформаций массивов было проведено детальное картирование с отбором ориентированных образцов для микроструктурного анализа по нескольким профилям вкрест простирания структур. Для каждого из 134 образцов было изготовлено по 2 шлифа, ориентированных перпендикулярно гнейсовидности по направлению её падения и простирания.

Гранитоиды, слагающие Кызылташский, Береговской и Табалыкский массивы разгнейсованы и, исходя из замеров гнейсовидности, смяты в крупные открытые складки. В пределах отдельных обнажений складки гнейсовидности не наблюдались. Караджилгинский массив находится в мульде сжатой синклинали складки, сложенной породами оротауской свиты.

В ходе структурных исследований была выявлена неоднородная деформация пород в пределах изученных массивов [1]. Всего выделено четыре разновидности пород, различающиеся по степени деформированности и легко определяемые в обнажениях: неразгнейсованные граниты, гнейсовидные граниты, гранито-гнейсы и милониты [5]. Неразгнейсованные

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

Рисунок. Схема расположения массивов с результатами кинематического анализа. 1 – палеопротерозойские и мезопротерозойские метаосадочные толщи; 2 – мезопротерозойские гранито-гнейсы; 3 – неопротерозойские и палеозойские осадочные и интрузивные комплексы; 4 – кайнозойские отложения; 5 – направление перемещения: серое крыло поднято, белое – опущено



граниты лишены макроскопических признаков деформации. В шлифах отмечается серицитизация полевого шпата. К гнейсовидным гранитам отнесены породы с незначительной переориентировкой и уплощением кристаллов полевого шпата и кварца, и закономерной ориентировкой слюдястых минералов. Гранито-гнейсы характеризуются отчетливо выраженным удлинением и единой ориентировкой зерен, а также значительной перекристаллизацией пород. Милониты распознаются по тонкой полосчатости, отражающей максимальную степень тектонической переработки и перекристаллизации.

Между обозначенными разностями наблюдались постепенные переходы, что свидетельствует о принадлежности их к единому деформационному событию. Дополнительным аргументом для данного вывода является одновозрастность пород разной степени деформированности от неразгнейсованных гранитов до милонитов [1].

Основное внимание было уделено изучению деформаций на микроуровне, где рассматривался механизм перекристаллизации кварца и полевого шпата, являющийся важным индикатором условий деформации. При изучении шлифов гранитоидов всех массивов, определялись группы пород исходя из классификации, где основным критерием отнесения к той или иной группе является размер зерна и тип перекристаллизации кварца и полевого шпата [3, 6]. Первую группу составили катаклазированные гнейсы с реликтами гнейсовидной полосчатости, наблюдаемой в угловатых обломках. Наличие данной группы пород, вероятно, связано с подвижками по палеозойским разрывным нарушениям. В низкотемпературных милонитах перекристаллизация кварца выражается в механизме взаимного прорастания зерен (bulging) и частичном вращении субзерен (subgrain rotation), причем при повышении температуры и переходе к среднетемпературным милонитам вращение субзерен становится

доминирующим механизмом перекристаллизации. Полевой шпат же в данных условиях деформируется хрупко, может формировать закономерные системы трещин. Высокотемпературные милониты содержат признаки миграции границ зерен (grain boundary migration) в кварцевых зернах и начальные стадии взаимного прораствания зерен в зернах полевого шпата.

Выделенные группы были сформированы в диапазоне температур от 300 °С (200–250° для катаклазитов) до 600–650 °С. При этом преобладают породы, отнесенные к низкотемпературным и среднетемпературным милонитам.

Важным аспектом исследования являлся кинематический анализ массивов. В ходе детального картирования Караджилгинского массива было обнаружено незначительное количество макроиндикаторов, представленных структурами типа σ . Однако даже в пределах одного обнажения были обнаружены индикаторы встречных направлений.

На микроуровне наиболее характерными индикаторами перемещения в гранитоидах являются структуры типа σ и δ . Также наблюдаются C/S структуры, слюдяные «рыбки» и асимметричные микроскладки. Как и макроскопические индикаторы, они фиксируют перемещения преимущественно в субмеридиональном направлении – как с севера на юг, так и с юга на север.

В результате структурного анализа отчетливо выделяются минимум два этапа деформации. Первый связан с формированием гнейсовидности, индикаторов перемещения, а второй со смятием деформированных пород в складки. Исходя из имеющегося набора данных по кинематическому анализу, предпочтительным является предположение об общем надвигании с севера на юг, но более определенно можно будет сказать только после реконструкции гнейсовидности в доскладчатое состояние.

Исследование проводилось при поддержке гранта РФФИ 20-05-00252. Съёмка шлифов для структурных исследований выполнена в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» Санкт-Петербургского государственного университета.

Литература

1. Кушнарёва А.В., Худoley А.К., Алексеев Д.В., Петров Е.О. Структурная позиция и неоднородные деформации мезопротерозойских гранито-гнейсов Северного Тянь-Шаня на примере Караджилгинского массива (Кыргызстан) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 5–12. DOI: 10.31857/S2686739722601284.

2. Турсунгазиев Б.Т., Петров О.В. (ред.) Геологическая карта Кыргызской республики, масштаб 1:500000. СПб: ВСЕГЕИ, 2008.

3. *Fossen H., Cavalcante G.C.G.* Shear zones – a review // *Earth-Science Reviews*. 2017. V. 171. P. 434–455.

4. *Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Belousova E., Mikolaichuk A.V., Seltmann R., Liu D., Kiselev V.V.* Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: zircon ages and Nd–Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // *Gondwana Res.* 2013. V. 23. P. 272–295.

5. *Passchier C.W., Myers J.S., Kröner A.* Field geology of high-grade gneiss terrains. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1990. 151 p.

6. *Trouw R.A., Passchier C.W., Wiersma D.J.* Atlas of Mylonites and related microstructures. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2010. 322 p.

**А.В. Латышев¹⁻³, О.В. Бергаль-Кувикас³,
М.Б. Аносова^{2,3}, Е.А. Латанова^{1,3}**

Палеомагнетизм миоценовых магматических образований Южной Камчатки: предварительные результаты

Камчатка представляет собой уникальный на территории России пример современной активной континентальной окраины и действующей вулканической области. В связи с этим, расшифровка тектонической эволюции Камчатки крайне важна для понимания механизмов формирования складчатых областей и эволюции субдукционных зон. Несмотря на это, даже в кайнозойской истории Камчатки остается много дискуссионных вопросов. В частности, все современные тектонические реконструкции данного сегмента северо-западной Пацифики основаны на палеомагнитных данных по северной Камчатке, например, [1, 2]. В то же время, на южной Камчатке широко распространены кайнозойские магматические комплексы, структурная позиция и геодинамическая обстановка формирования которых до сих пор не определена.

Магматические образования Южной Камчатки слагают зону Береговых хребтов на восточном побережье полуострова к югу от г. Петропав-

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

² Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

ловск-Камчатский. Наиболее распространены вулканиты и связанные с ними гранитоидные интрузивы миоценового завойковского комплекса и его аналогов: ахоттенского и асачинского комплексов. Возраст этого этапа магматизма определен К-Аг датировками в диапазоне 18.4–1.6 млн лет [3]. Следует отметить, что большая часть датировок древнее последнего этапа складчатости на Камчатке, связанного с аккрецией Кроноцкой палеодуги в позднем миоцене [4], однако этот вывод требует подтверждения современными высокоточными датировками. Миоценовые вулканиты представлены дифференцированной базальт-андезит-риолитовой серией и слагают многочисленные лавовые потоки, тела вулканогенно-обломочных пород, субвулканы и экструзивные купола. На севере района, на южном берегу Авачинской бухты также распространены мегаплагиофировые андезибазальты, отнесенные к крашенинниковскому комплексу плиоценового возраста (5.8–3.4 млн лет по К-Аг определениям [3]).

В рамках данной работы были выполнены палеомагнитные исследования вулканитов завойковского и крашенинниковского комплекса. Палеомагнитные процедуры проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН по стандартной методике, включающей ступенчатое размагничивание ориентированных образцов температурой или переменным магнитным полем, а также последующее выделение компонент естественной намагниченности с использованием метода главных компонент и расчет палеомагнитных направлений и виртуальных геомагнитных полюсов.

Качество палеомагнитной записи варьирует от сайта к сайту от отличного до практически неинтерпретируемого, при этом в большинстве случаев чистка переменным полем обеспечивает наилучший палеомаг-

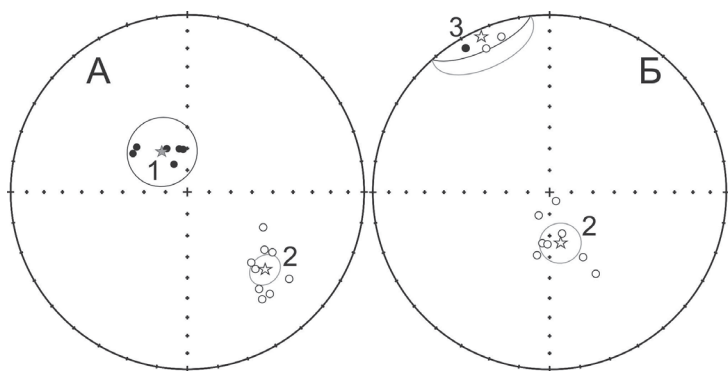


Рисунок. Распределение средних палеомагнитных направлений по сайтам. А – географическая система координат, группы 1 и 2; Б – стратиграфическая система координат, группы 2 и 3

нитный сигнал. На данный момент средние палеомагнитные направления рассчитаны для 26 сайтов (точек отбора), соответствующих индивидуальным магматическим телам (рисунок).

Распределение средних палеомагнитных направлений по сайтам позволяет обнаружить следующие дирекционные группы (таблица):

1. Группа направлений прямой полярности, близких к современному геомагнитному полю и тесно сгруппированных в географической системе координат (группа 1 в табл.). В эту группу входят преимущественно базитовые дайки, прорывающие более древние магматические тела и соответствующие самому молодому этапу магматизма.

2. Широкая группа направлений обратной полярности, в географической системе координат образующих кластер с юго-западными склонениями и относительно низкими наклонениями, а в стратиграфической – характеризующихся южными склонениями и наклонениями, близкими к современным (группа 2 в табл.). Отметим, что в эту группу входят тела разного состава, отнесенные как к завойковскому, так и к крашенинниковскому комплексам.

3. Группа с северо-западными склонениями и наклонениями, близкими к 0 (группа 3 в табл.). Эти направления являются нетипичными для Камчатки и могут указывать на аномальное состояние геомагнитного поля (экскурс) или присутствие нераспознанных тектонических дислокаций.

Таблица

Средние палеомагнитные направления и виртуальные геомагнитные полюсы для дирекционных групп

группа	N	Dg°	Ig°	Ds°	Is°	K	$\alpha 95^\circ$	Plong°	Plat°	A95°	ПШ°
1	6	327.8	68	0.4	72.8	60.3	8.7	76.3	70.2	14.6	51.1
2 (G)	10	135	-37.8			48.9	7	43.6	43.3	6.3	21.1
2 (S)	9			168	-65.9	31.3	9.4	41.6	81	13.9	48.2
3	3	336.8	4.4	336.1	-5	45.8	18.4	6.8	31.1	13.1	-2.5

Примечание. G – географическая система координат, S – стратиграфическая; N – количество сайтов; D – склонение, S – наклонение, K, $\alpha 95$ – параметры статистики Фишера, Plong, Plat – долгота и широта виртуального геомагнитного полюса; ПШ – палеоширота.

Аргументом в пользу первичности остаточной намагниченности является положительный тест контакта. В двух локациях дайки прямой полярности прорывают массивы, намагниченные в обратной полярности, указывая на отсутствие регионального перемагничивания. Также в пользу

первичности палеомагнитного сигнала свидетельствует доскладчатый возраст намагниченности для большинства тел обратной полярности (см. ниже).

Средние направления и полюсы для группы обратной полярности были рассчитаны в двух вариантах: «in situ» и с введением поправки на элементы залегания вмещающих пород. В географической системе координат группе обратной полярности соответствует необычно низкая палеоширота (21.1°), что предполагает значительный северный дрейф южной Камчатки в позднем кайнозое и не согласуется с опубликованными ранее данными по северной и западной [5–7]. В стратиграфической системе координат расчетная палеоширота с учетом ошибки определения близка к современной (48.2°), что на настоящий момент представляется более вероятным. Таким образом, версия о доскладчатом возрасте намагниченности для тел обратной полярности оказывается предпочтительной.

Палеомагнитные исследования позволили установить, что среди кайнозойских вулканогенных образований Южной Камчатки можно выделить по меньшей мере два магматических события: (1) вулканизм дифференцированной серии (от базальтов до риолитов), имевший место до основной фазы тектонических деформаций; и (2) формирование посттектонических даек базитового состава. Рассчитанные виртуальные геомагнитные полюсы и палеошироты свидетельствуют об отсутствии значительных широтных перемещений комплексов Южной Камчатки после формирования завойковского комплекса, т.е. после позднего миоцена.

Работа выполнена при поддержке за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10019.

Литература

1. *Bazhenov M.L., Zharov A.E., Levashova N.M., Kodama K., Bragin N.Y., Fedorov P.I. et al.* Paleomagnetism of a Late Cretaceous island arc complex from South Sakhalin, East Asia: convergent boundaries far away from the Asian continental margin? // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. N B9. P.19193–19205.
2. *Vaes B., van Hinsbergen D.J.J., Boschman L.M.* Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian Basin: Clues to causes of Cretaceous and Eocene plate reorganizations // *Tectonics*. 2019. V. 38. P. 1367–1413.
3. *Шеймович В.С. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000. Серия Южно-Камчатская. Листы N-57-XXI (Северные Коряки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (Мутновская сопка). Объяснительная записка, М., 2000. 302 с.
4. *Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В.* Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датиро-

вания цирконов из терригенных пород // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1292–1302.

5. *Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L.* Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia: Kinematic implications // *Tectonics*. 2000. V. 19. N. 5. P. 834–851.

6. *Коваленко Д.В., Чернов Е.Е.* палеомагнетизм и тектоническая эволюция Камчатки и юга Корякии // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 3. С. 48–73.

7. *Казанский А.Ю., Водовозов В.Ю., Гладенков А.Ю., Гладенков Ю.Б., Трубихин В.М.* Магнитостратиграфия опорного разреза морского кайнозоя Западной Камчатки (бухта Квачина) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2021. Т. 29. № 1. С. 99–115.

И.Е. Лебедев¹

Пост-позднемеловая тектоническая эволюция Северо-Восточной Евразии по последним палеомагнитным данным Охотско-Чукотского вулканического пояса

Охотско-Чукотский пояс (ОЧВП) является уникальным по масштабам вулканическим объектом, который представляется отличным объектом для любых палеомагнитных исследований, в том числе направленных на изучение древнего магнитного поля Земли. Тем не менее круг тектонических задач, которые может решить палеомагнитный метод на данном объекте весьма ограничен. Это связано, в первую очередь, с его образованием уже после основных тектонических событий Верхояно-Чукотской складчатой области, которую он перекрывает, а более поздние события Корякско-Камчатской складчатой области его практически не затрагивали [1].

Существует всего несколько публикаций, где представлены палеомагнитные результаты по породам ОЧВП [2, 3]. В обоих работах палеомагнитные данные указывают на наличие значительных пост-позднемеловых тектонических движений на Северо-Востоке Евразии. В работе Дж. Стоуна [3], выполненной на материале М. И. Райкевича, эти возможные смещения обсуждались весьма аккуратно, однако Y.Otofuji [2] развил эту идею,

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

согласно которой породы ОЧВП Чукотского и Охотского сегментов в рамках единого Чукотско-Колымо-Омолонского блока сместились в южном направлении в свою пост-позднемеловую историю. С геологической точки зрения эти смещения объяснялись продолжением коллизии в Верхоянской складчатой области [2]. Наши первые данные [4] тоже поддерживали эту гипотезу. Тем не менее, мы сразу отмечали нестыковку геологических и имеющихся палеомагнитных данных, которую необходимо пытаться решить в дальнейшем [4].

Поэтому основной целью данной работы является решение вопроса неувязки палеомагнитных и геологических данных об эволюции Северо-Востока Евразии в пост-позднемеловое время. Для этого были получены новые надежные палеомагнитные данные по трем объектам ОЧВП, а также произведена ревизия возраста их формирования при помощи современных прецизионных изотопно-геохронологических данных. Кроме того, был проведён критический анализ референтных палеомагнитных полюсов Евразии и Северной Америки, относительно которых ранее и предполагались относительные смещения отдельных тектонических единиц Северо-Восточной Евразии.

Наиболее древний объект обсуждаемый в данной работе – «Купол», расположен в Западной Чукотке к востоку от одноименного месторождения. Полученные нами новые изотопные данные U-Pb и Ar⁴⁰/Ar³⁹ методами позволили ограничить возраст наших палеомагнитных разрезов как 88–84 млн лет [5]. Второй объект «Ола» состоит из двух разрезов, которые расположены к северу от Магадана в верховьях реки Олы и верхнем течении р. Хета. Возраст разрезов отлично зажат в узкие рамки U-Pb определениями по циркону как 80–77 млн лет [6]. Самый молодой объект «Валунистое» расположен в Центральной Чукотке в непосредственной близости от одноименного месторождения. Наши новые изотопно-геохронологические данные указывают на существенно более молодой возраст формирования исследованных вулканитов (76–71 млн лет), чем считалось ранее [7]. Для всех объектов были рассчитаны палеомагнитные полюса, соответствующие трем временным срезам позднего мела.

Для дальнейших тектонических выводов полученные палеомагнитные полюса необходимо с чем-то сравнить и наиболее надежными референтами являются Северо-Американская и Евразийская плиты, для которых хорошо известны траектории кажущихся миграций полюсов (ТКМП) (напр. [8]). Позднемеловых палеомагнитных полюсов для Северной Америки и Стабильной Европы (Евразии) мало и зачастую их качество оставляет желать лучшего, поэтому наиболее надежной ТКМП на это время кажется рассчитанная через так называемую мастер-кривую (или GAPPW). Кроме сравнения с ТКМП, также интересно сравнение с предыдущими полюсами по ОЧВП [2–4], а также единственным достаточно

надежным поздне меловым полюсом для Сибири [9]. Чтобы максимально нивелировать влияние ошибок классических палеомагнитных данных, также для сравнения добавлены полюса, рассчитанные без использования таковых [10].

При сравнении полученных новых полюсов с большинством из перечисленных ранее референтов мы наблюдаем статистически значимую разницу между полюсами, которая может указывать на наличие пост-поздне меловых движений по широте или вращений. Однако при пересчете палеоширот для каждого объекта, с учетом доверительных интервалов, они получаются неразличимы. Причем с учетом имеющихся относительно высоких палеоширот, также трудно говорить и о вращении каких-либо тектонических блоков. При сравнении наших новых палеоширот по объектам ОЧВП с ранее опубликованными [2–4] все же отмечаются их более высокие значения, которые, в свою очередь, и давали основание для южных смещений в пост-поздне меловое время. По нашим последним данным, с учетом разрешающей способности палеомагнитного метода, оснований для таких выводов сегодня нет. Причинами неточности ранее опубликованных полюсов могут быть сразу несколько причин. Ключевыми из них, на наш взгляд, являются ошибки, связанные с существовавшим палеорельефом, а также неточность в определении возраста опробованных для дальнейших палеомагнитных исследований вулканитов.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. Соколов С. Д. Очерк Тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. Т. 6. С. 60–78.
2. Otofuji Y., Zaman H., Shogaki G., Seki H., Polin V.F., Miura D., Ahn H.-S., Ivanov Y., Minyuk P., Zimin P. Paleomagnetism of the Late Cretaceous ignimbrite from the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt, Kolyma-Omolon Composite Terrane: Tectonic implications // Journal of Geodynamics. 2015. V. 91. P. 1–12.
3. Stone D.B., Lauer P.W., Raikevich M.I. Age and paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) near Lake El'gygytgyn, Chukotka, Russia // Stephan Mueller Special Publication Series. 2009. V. 4, P. 243–260.
4. Лебедев И.Е., Тихомиров П.Л., Пасенко А.М., Эйд Б., Люилье Ф., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные данные по поздне меловым вулканитам Чукотки: к вопросу о возможности перемещений Чукотского блока относительно Северо-Американской и Евразийской плит после формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса // Физика Земли, 2021, Т. 2021. № 2. С. 103–118.
5. Тихомиров П.Л., Лебедев И.Е., Люилье Ф., Павлов В.Э. Стратиграфия комплексов Охотско-Чукотского пояса в верховьях р. Малый Анюй (район

месторождения Купол): данные U–Pb- и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-датирования // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. N 2. С. 192–198.

6. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. N 3. С. 249–290.

7. Тихомиров П.Л., Лебедев И.Е., Пасенко А.М., Люилье Ф., Алексеев Д.В., Павлов В.Э. «Верхние базальты» Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. N 2. С. 167–172.

8. Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. N. 3-4. P. 325–368.

9. Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Брагин В.Ю., Цельмович В.А., Лавренчук А.В., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм позднемеловых интрузий Минусинского прогиба // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. N 2. С. 238–253.

10. Müller R.D., Zahirovic S., Williams S.E., Cannon J., Seton M., Bower D.J., Tetley M.G., Heine C., Le Breton E., Liu S., Russell S.H.J., Yang T., Leonard J., Gurnis M. A Global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic // Tectonics. 2019. V. 38. N. 6. P. 1884–1907.

**О.В. Левченко¹, И.А. Веклич¹, Н.Н. Турко²,
В.Х. Гесслер³, Р. Крокер³**

Мозаика деформированных тектонических блоков в Центральной котловине Индийского океана

Область внутриплитной деформации индоокеанской литосферы в Центральной котловине (ВДИОЛ) изучается достаточно давно, например, [1–6]. До настоящего времени сохраняются схематичные представления о её тектонической структуре, которые сформировались на основании редких одиночных региональных профилей НСП разного простирания,

¹ Институт океанологии РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Институт Альфреда Вегенера, Центр полярных и морских исследований имени Гельмгольца, Бремерхафен, Германия

отстоящих друг от друга на значительном расстоянии, и низко-детальных спутниковых измерений поля силы тяжести [5, 6]. Считают, что из-за меридионального сжатия литосфера Центральной котловины подверглась короблению (buckling), в результате которого образовалась серия протяженных сопряженных широтных гряд и впадин. Это соответствует результатам моделирования однородной пластины под действием сил сжатия, подобно действующим в тылу континентального блока Индостана в результате континентальной коллизии Индийской и Евразийской литосферных плит [7]. Однако вместо такой гофрированной структуры детальные геофизические съемки на полигонах в рейсах Института океанологии им. П.П.Ширшова выявили мозаично-блоковую структуру области внутриплитной деформации, создаваемую, как показали прошлые исследования хаотично распределенными изометричными деформированными тектоническими блоками [1–4]. Эти блоки отличаются друг от друга по морфологии и имеют очень индивидуальное тектоническое строение.

До сих пор были опубликованные карты рельефа дна только отдельных небольших деформированных участков Центральной котловины, которые построены по данным батиметрических съемок с одноканальным эхолотом [4, 8]. Эти съемки позволяли выявить лишь самые общие черты морфологии этих деформированных поднятий, а их латеральное распределение определено недостаточно. В двух рейсах в 2017 году после большого перерыва в Центральной котловине были возобновлены геофизические съемки, впервые включавшие батиметрическую съемку с многолучевым эхолотом (мультибим). В 42 рейсе НИС «Академик Борис Петров» съемка выполнялась с многолучевым эхолотом ATLAS HYDROSWEEP DS-2 [9], а в рейсе SO258 НИС «Зонне» с KONGSBERG EM122 [10]. Используя эти данные, дополненные имеющимися данными батиметрических съемок с многолучевым эхолотом в рейсах НИС «Роджер Ревелл» (США, 2007–2016) [<https://www.ncei.noaa.gov/maps/bathymetry/>], мы впервые построили детальную карту рельефа дна области ВДИОЛ в Центральной котловине Индийского океана (рисунок, врезка). Карта построена на основе последней версии Генеральной батиметрической карты океанов (GEBCO 2021), в которую мы включили участки детальных судовых съемок с многолучевым эхолотом и регулярную съемку с мультибимом в рейсе SO258 НИС «Зонне» в полосе между 81° и 82° в.д. от 6° с.ш. до 3.5° ю.ш. вдоль 8 протяженных меридиональных профилей с межгалсовым расстоянием ~20 км.

Новая детальная карта рельефа дна четко показывает мозаичное распределение в Центральной котловине именно отдельных поднятий, а не протяженных широтных хребтов. Почти все эти деформированные поднятия, приуроченные к древним меридиональным зонам разломов, имеют

скорее изометричную форму (ромбовидную, округлую и т.п.). В районе Б морфология северного из двух поднятий разная по обе стороны разделяющего его меридиональной зоны разлома Индира, где наблюдается сочленение различных типов деформационных структур. На карте четко проявляются выступающие в рельефе дна приразломные складки в восточной и южной частях этого поднятия. В рельефе дна южного поднятия четко выражены эскарпы СЗ-ЮВ простирания, вероятно тектонической природы. Они резко контрастируют с приразломными складками СВ-ЮЗ простирания северного поднятия.

От двух этих поднятий резко отличается по характеру деформаций морфоструктура в форме «ветки» внутри полосы съемки рейса SO258 НИС «Зонне» в районе 0.5° ю.ш. В плане этот тектонический блок имеет признаки приразломных опережающих структур (рисунок, район Г). Северный борт всей морфоструктуры приподнят на 70–80 м относительно юж-

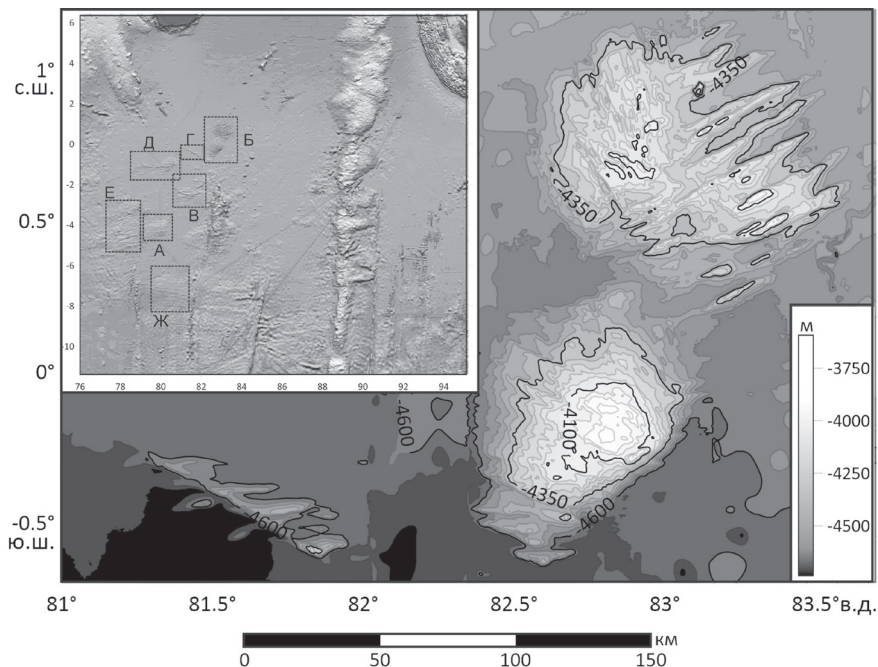


Рисунок. Карта рельефа деформированных поднятий на дне Центральной котловины по данным съемок НИС «Академик Борис Петров» (район Б) и НИС «Зонне» (район Г) (положение см. врезку). На врезке: Карта рельефа дна Центральной котловины Индийского океана (буквами обозначены районы детальных исследований)

ного вдоль поверхности сдвига, имеющего простирание ВЮВ. Расстояние между двумя этими участками детальной съемки (Б и Г) в экваториальной части океана (рисунок) всего 24 мили по долготе.

Четко выделяющиеся на общей карте мозаично распределенные в пространстве отдельные складчатые возвышенности на своде деформированных тектонических блоков подтвердили мозаично-блоковую структуру области внутриплитных деформаций индоокеанской литосферы, предсказанную нами ранее [2]. Это можно объяснять тем, что деформируемая Индийская плита не была однородной и включала разные неоднородности (разломы, подводные горы, диапировые структуры) в Центральной котловине, которые существенно определили ее тектоническую структуру в процессе внутриплитной деформации.

Данная работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FMWE-2021-0005, О.В. Левченко, И.А. Веклич, А.Н. Иваненко и тема № FMUN-2019-0076, Н.Н. Турко).

Литература

1. *Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.* Детальная структура области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 77–94.
2. *Левченко О.В.* Геологическое строение области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИОАН, 1986. 23 с.
3. *Левченко О.В., Милановский В.Е.* Внутриплитные деформации в центре Индийского океана по данным детального тектонического картирования // Докл. РАН. 1999. Т. 365. № 6. С. 792–797.
4. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin / Eds. Neprochnov Yu.P., Gopala Rao D., Murthy K.S.R., Subrahmanyam C. // Geological Society of India Memoir. V. 39. Bangalore. 1998. 250 p.
5. *Stein, C.A., Cloetingh S., Wortel R.* SEASAT-derived gravity constraints on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // Geophys. Res. Lett. 1989. V. 16. N 8. P. 823–826.
6. *Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A.* Deformation of the Indo-Australian plate // Nature. 1980. V. 287. P. 284–291.
7. *McAdoo D.C., Sandwell D.T.* Folding of the oceanic lithosphere // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 8563–8569.
8. *Евсюков Ю.Д.* Новые данные о строении возвышенностей в экваториальной части Центральной котловины Индийского океана // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 3. С. 677–681.
9. *Левченко О.В., Шаповалов С.М.* Возвращение российских океанологов в Индийский океан: мультидисциплинарные исследования в 42-м рейсе на-

учно-исследовательского судна «Академик Борис Петров» // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 181–183.

10. Левченко О.В., Гесслер В. Геофизические исследования в восточной части Индийского океана в рейсе SO258/2 научно-исследовательского судна «ЗОННЕ» (Германия) // Океанология. 2019. Т. 59. № 3. С. 513–516.

Г.В. Леднева¹, С.Н. Сычев^{1,2,3}, Б.А. Базылев⁴

Офиолитокластиты хр. Черского и геодинамическая обстановка формирования метавольфрамитов и метамафитов из источника сноса

Породы офиолитокластитовой толщи в бассейнах р. Рассоха и ее притока руч. Шумный, расположенной в основании стратиграфического разреза Рассохинского террейна (висячее крыло Сереченского надвига) коллизионного пояса хр. Черского Верхояно-Колымской складчатой области, по-видимому, представляют собой продукты размыва двух принципиально разных источников – пород офиолитовой ассоциации, с одной стороны, и толщ доломитов, с другой [3, 6]. Возможным источником обломочного материала при этом могли быть толщи хр. Черского, в пределах которого распространены как массивы офиолитов, так и карбонатные породы разного возраста [3, 4]. На это указывает и близость средневзвешенного $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (568 ± 1 млн лет) возраста обломочного циркона из доломит-серпентинитовых песчаников этой толщи [5] к $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасту циркона (581–610 млн лет) габбро-амфиболитов Калгынского массива хр. Черского [1]. Однако при этом составы обломков зерен минералов и минеральных ассоциаций в обломках пород ранее не изучались, хотя составы первичных детритовых хромшпинелидов широко используются для реконструкции генезиса и геодинамической обстановки формирования пород питающих провинций (например, [7]).

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

³ Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

С этой целью нами было проведено петрографическое и электронно-микроскопическое исследование (TESCAN Vega3, ГИН РАН) обломков пород и зерен минералов в нескольких образцах песчаников, отобранных из разных слоев гипотетического разреза офиолитокластитовой толщи, которая с размывом перекрыта фаунистически охарактеризованными конгломератами нижнего ордовика [6].

Исследование показало, что в изученных нами песчаниках с примесью гравелитового и галечного материала выделяется три группы обломков пород и отдельных зерен минералов из них. Это (1) метаультрамафиты и метамафиты, (2) листвениты и (3) доломиты. Количественные соотношения обломков этих трех групп в изученных образцах сильно варьируют, при этом в слоях нижних уровней разреза отсутствуют обломки лиственитов, а в верхних не установлено обломков метаультрамафитов, хотя присутствуют зерна детритовых хромшпинелидов.

Обломки метаультрамафитов представлены массивными антигоритовыми и петельчатыми хлорит-талек-серпентиновыми породами с магнетитом; в части обломков установлены зерна первичных и метаморфических хромшпинелидов; в единичных обломках протолит может быть идентифицирован как гарцбургитовый. Преобладающая часть хромшпинелидов присутствует в виде отдельных зерен разной морфологии и разной, преимущественно слабой, степени окатанности. К этой же группе относятся отдельные обломки серпентинов. Обломки метамафитов единичны и представлены хлорититами с ильменитом и хлорит-серпентинитовыми породами. К этой же группе можно отнести и единичные обломки, представленные зернами ильменита, апатита и циркона. Матрикс песчаников с преобладанием метаультрамафитов и метамафитов – мелкообломочный, сложен серпентином, хлоритом, тальком и предположительно смешаннослойными тальк-хлоритовыми фазами, а также мелкими обломками доломита.

Обломки лиственитов выполнены фукситом (хромфенгитом), кварцем, железистым доломитом, анкеритом и феррит-хромитом (иногда с реликтами первичной хромшпинели). В единичных обломках установлены кальцит и рутил. Железистый доломит и анкерит в лиственитах образуют сростания идиоморфных зерен зонального строения. На отдельных участках песчаников преобладают обломки минералов, характерных для лиственитов, а кроме того, наряду с ними установлены зерна пирита с каймами гидроокислов железа и сростания миллерита с сульфидом Ni-Fe-Co. Цемент песчаников с преобладанием обломков лиственитов крупстификационный: железистый доломит фактически цементирует обломки лиственитов и доломитов.

Обломки доломитов – однородные скрытокристаллические, иногда содержащие идиоморфные таблитчатые кристаллы альбита. Доломит в составе этих обломков имеет однородный низкожелезистый состав.

Постседиментационные изменения песчаников выражены в нарастающей кайм магнетита на зерна шпинелидов (проявленном только в породах нижних уровней разреза) и в образовании кайм железистого доломита вокруг обломков лиственитов и низкожелезистых доломитов. Признаков постседиментационной кристаллизации или перекристаллизации силикатов не установлено.

Первичных силикатов в обломках метаультрамафитов, метамафитов и лиственитов не сохранилось, а хромшпинелиды в них представлены первичными и метаморфическими генерациями. Первичные шпинелиды во всех изученных породах обнаруживают идентичные вариации составов и сходны с хромшпинелидами реститовых перидотитов, хромититов и кумулятивных ультрамафитов и мафитов. Метаморфические генерации шпинелидов в породах с обломками серпентинитов и с обломками лиственитов имеют различный состав.

Среди первичных хромшпинелидов резко преобладают низкотитанистые (≤ 0.13 мас.% TiO_2), с невысокими содержаниями марганца (до 0.28–0.35 мас.% MnO) и цинка (до 0.30–0.34 мас.% ZnO); такие составы характерны для реститовых мантийных перидотитов. Эти хромшпинелиды частично имеют красновато-бурую и желтовато-бурую окраску, частично – непрозрачные. Широкий интервал хромистости ($Cr\#, Cr/(Cr+Al)$) от 0.30 до 0.67 при невысокой степени окисления железа ($F\#, (Fe^{3+}/(Cr+Al+Fe^{3+}))$) – менее 0.040 характерен для хромшпинелидов из клинопироксенсодержащих гарцбургитов, но при этом превышает интервал, установленный для перидотитов срединно-океанических хребтов (СОХ). Это свидетельствует о более высокой степени частичного плавления мантийного источника по сравнению с СОХ, что позволяет предполагать их образование либо в аномальном сегменте СОХ, либо в центре спрединга, сопряженного с зоной субдукции (центре додугового, интрадугового или задугового спрединга).

Кумулятивные первичные хромшпинелиды встречаются существенно реже по сравнению с реститовыми, и были установлены как в обломках тальк-хлорит-серпентинитового состава, так и среди обломков минералов. Они представлены непрозрачными субидiomорфными, часто округлыми зернами. Их характерными чертами является повышенное содержание титана, незначительные вариации хромистости и повышенные степени окисления железа при существенно пониженной магниальности. Хромистость кумулятивных хромшпинелидов варьирует в интервале, указывающем на их кристаллизацию из толеитового расплава.

Различия в составах метаморфических хромшпинелидов из изученных песчаников с обломками метаультрамафитов и лиственитов, наряду с отсутствием признаков их постседиментационного метаморфизма, свидетельствуют о том, что метаультрамафиты и листвениты были метамор-

физованы в разных условиях, а размыву подвергались уже метаморфизованные породы. Следует отметить, что в составе массивов офиолитов хр. Черского, наряду с гарцбургитами, описаны антигоритовые и тальк-хлорит-серпентиновые метаультрамафиты, а также листвениты [4]. Это подтверждает предположение о том, что именно эти или подобные им массивы служили источниками сноса при формировании толщи офиолитокластитов. Установленный нами интервал вариаций хромистости первичных реститовых хромшпинелидов из изученных песчаников существенно превышает таковой, определенный для мантийных перидотитов из офиолитов хр. Черского по крайне немногочисленным данным [4] и, по-видимому, является более объективной в настоящее время характеристикой пределов вариаций состава реститовых шпинелевых перидотитов этого региона и вместе с оценками возраста офиолитов [1] представляется весомым аргументом в пользу существования неопротерозойского океанического бассейна.

В основу работы положены образцы, отобранные в ходе полевых исследований в рамках темы ФГБУ «ВСЕГЕИ». Исследование пород и составов минералов выполнено при финансовой поддержке РФ (проект 20-17-00197).

Литература

1. Ганелин А.В., Соколов С.Д., Шпикерман В.И., Герцева М.В., Маскаев М.В. Новые данные о возрасте Калгынского офиолитового массива коллизийного пояса Черского (Северо-Восток Азии): результаты U-Th-Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 20–25.
2. Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс Селенныхского кряжа (Северо-Восток России): структура и минералого-геохимический состав // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 6. С. 24–33.
3. Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941–944.
4. Оксман В.С. Тектоника коллизийного пояса хр. Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
5. Сычев С.Н., Худoley А.К., Лебедева О.Ю., Соколов С.Д., Рогов А.В., Хубанов В.Б., Ларонов А.Н., Львов П.А. Тектоническая эволюция и источники сноса нижнепалеозойских терригенных пород Омудевского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России) // Геотектонка. 2022. № 5. С. 3–26.
6. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омудевского поднятия / Под ред. В.П. Похиалайна, М.Х. Гагиева.

Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 5–27.

7. *Lenaz D., Princivalle F.* Crystal chemistry of detrital chromian spinel from the southeastern Alps and Outer Dinarides: The discrimination of supplies from areas of similar tectonic setting? // *Can. Mineral.* 2005. V. 43. P. 1305–1314.

Г.Л. Лейченко^{1,2}, Г.Э. Грикуров

Тектоническая карта Антарктики

Тектоническая карта Антарктики представляет собой 2-е издание и планируется к публикации Международной комиссией ЮНЕСКО по геологической карте Мира (КГКМ) в начале 2023 г. По сравнению с тектонической картой Антарктики, опубликованной КГКМ в 2012 г. (1-е издание [1]), в обновлённую карту внесены важные изменения и дополнения: 1) выявлены и показаны новые подлёдные тектонические структуры; 2) уточнён возраст протокрустальных архейских комплексов; 3) переосмыслена природа и возраст орогенных комплексов Восточной Антарктиды; 4) предложена и реализована на карте новая тектоническая модель строения тихоокеанских орогенов; 5) исправлена тектоническая структуры континентальных окраин и океанических котловин: внесены существенные уточнения в изопахиты осадочного чехла окраинных бассейнов; установлено новое положение границы между рифтогенной корой континентального типа и океанического типа; уточнён возраст земной коры океанических котловин, добавлены новые тектонические элементы.

Легенда ко 2-й редакции тектонической карты сохранила общую структуру легенды карты 2012 г., но заметно обновлена и расширена. Орогенные комплексы Восточной Антарктиды перегруппированы таким образом, чтобы более точно отобразить современные представления о геодинамической эволюции земной коры; тихоокеанские орогенные комплексы в новой редакции отражают непрерывное развитие магматических дуг от позднего протерозоя до кайнозоя; рифтовые бассейны выделены различным цветом, в зависимости возраста их осадочного наполнения.

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

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

С помощью дополнительных знаков на карте более подробно описываются геодинамические обстановки, природа магматических комплексов, время тектоно-термальной переработки и др.

Карта сопровождается схемой тектонического районирования Антарктики, а также изданными под эгидой СКАР картами поля силы тяжести Антарктики и подлёдного рельефа Антарктики м-ба 1:50 000 000. На схеме тектонического районирования в обобщённом виде показаны главные тектонические провинции и зоны земной коры, такие как архейские кратоны, протерозойские и фанерозойские орогены и подвижные пояса, платформенные чехлы, внутриплитные складчатые системы, вулканические провинции, разновозрастные осадочные бассейны, рифты и главные разломные зоны. Океаническая кора районирована по скорости полусрединга.

Представления о тектоническом строении подледной территории Антарктиды основано на интерпретации геофизических данных и детритовых урансодержащих минералах. Наиболее информативными являются данные аэромагнитных съёмок, которые выполнялись разными странами с расстояниями между профилями 5–10 км. Такие съёмки в настоящее время закрывают только около 15–20% территории Восточной Антарктиды, хотя рекогносцировочными исследованиями (50–100 км между профилями) охвачено до 85% всей её площади.

Вместе с тектонической картой составлена расширенная пояснительная записка, которая содержит следующие разделы: 1) введение; 2) исторический обзор (краткая история тектонической картографии Антарктики); 3) описание легенды к тектонической карте; 4) главные тектонические элементы земной коры Антарктики: континентальная кора (архейские протокрустальные массивы, протерозойские–раннепалеозойские орогены в кристаллическом фундаменте Восточной Антарктиды, неопротерозойские–фанерозойские орогены Западной Антарктики, платформенные чехлы и внутриплитные складчатые системы, платформенные чехлы, вулканические провинции, рифтовые бассейны); океаническая кора; 5) заключение. Пояснительная записка включает цветные рисунки, иллюстрирующие строение земной коры Антарктики, и список основной использованной литературы.

Литература

1. *Grikurov G.E., Leychenkov G.* Tectonic Map of Antarctica (Scale 1:10 M). Commission for Geological Map of the World (CGMW). Paris, 2012.

Альпийский Тянь-Шань: морфоструктурные аномалии и механизмы деформации фундамента

Согласно современной понятийно-терминологической классификации, морфоструктуры (от греч. μορφή – форма и лат. structure – строение) – это формы рельефа, возникшие в результате взаимодействия экзогенного и эндогенного факторов, при доминировании последнего. Понятие подразумевает коррелятивную связь между формой рельефа сегментов коры и их структурно-вещественным выполнением. К подобным морфоструктурным аномалиям относятся участки, рельеф и структурно-вещественное выполнение которых отличаются от общего морфоструктурного фона.

Тянь-Шань представляет собой внутриконтинентальный ороген, возникший на месте палеозойского складчато-надвигового пояса. Ороген образует мегасвод, сопряженный с равновеликими отрицательными морфоструктурами: Ферганской и Чу-Илийской впадинами – на севере и Афгано-Таджикско-Алайской и Таримской впадинами – на юге. Эти деформации большого радиуса кривизны осложнены изгибами более высокого порядка – мегаскладками основания: мегаантиклиналями (хребты) и мегасинклиналями (межгорные и внутригорные впадины). Генеральная архитектура мегасвода определяется совокупностью этих элементов, чередующихся в поперечном сечении орогена, и выдержанностью субширотного линзовидно-линейного рисунка на всем протяжении орогена. Линейно-складчатая архитектоника орогена осложнена морфоструктурными ансамблями меньшего размера и глубинности. Существуют объемы пород, рельеф и тектоническая структура которых не согласуется с генеральным тектоническим планом горного сооружения – морфоструктурные аномалии.

Рассмотрены такие разновидности морфоструктурных аномалий как зоны концентрированной деформации и тектонического сшивания, зоны «замковой» субдукции, центрально-симметричные структуры, неотектонические протрузии гранитного фундамента.

Установлено, что морфологические аномалии неоднородны по времени заложения, принадлежности к тому или иному глубинному уровню коры и литосферы, продолжительности существования. Выделены «сквозные» (палео) и «наложенные» (нео) аномалии. Первые (например, синформа Ганза-Чимтаргинского массива) возникают на ранних этапах эволюции и

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

существуют до настоящего времени; вторые возникли в мезозое–кайнозое (например, некоторые зоны концентрированной деформации или гранитные купола-протрузии) и нарушают ранее сформированный морфоструктурный план.

В объемах пород, образующих морфоструктурные аномалии, зачастую проявляются специфические, отличные от складчато-разрывной фоновой тектоники механизмы структурно-вещественной перестройки горных масс, связанные с обеспечением их 3D тектонического течения. При изучении многоярусных геологических систем, в частности, орогенов выделяется «тектоника чехла», представленная в основном складчато-разрывными дислокациями и незначительным нарушением внутренней связности слоев, и «тектоника основания», для которой характерны интенсивные преобразования инфраструктуры и нарушение внутренней связности породных комплексов.

Породы фундамента и породы чехла разделены поверхностью несогласия, которая отвечает поверхности дочехольного пенеплена и которая первоначально, также, как и перекрывающие ее чехольные отложения, занимала положение, близкое к горизонтальному. Впоследствии поверхность фундамента во многих случаях подвергается пликативной деформации, и его форма претерпевает изменения – иногда очень существенные, причем деформация плоскости, разделяющей фундамент и чехол зачастую происходит в виде изгибов без нарушения сплошности. Такое явление возможно только при 3D внутреннем перераспределении горных масс, связанным с перемещением в пространстве отдельных доменов или элементарных составляющих деформируемого объема пород на макро-, мезо- или микроуровнях, или сами эти составляющие должны изменить свою форму.

Установлено несколько механизмов структурно-вещественной перестройки горных пород, обеспечивающих деформацию фундамента в пределах морфоструктурных аномалий.

Пластическая деформация наиболее распространена в пределах Ягнобского зеленосланцевого комплекса ($O-S_1$), определяя образование сложных изгибов поверхности палеозойского фундамента в системе Фан-Ягнобских впадин. Менее распространенным, но также значимым механизмом, обеспечивающим 3D подвижность горных масс на альпийском этапе, является образование *осадочных меланжей*, которые в данном районе формируются по породам каменноугольного флиша и флишеподобных пород ордовика–силура, представленных слоистыми терригенными песчано-глинистыми отложениями. Процесс образования осадочных меланжей наблюдаются в Каракульской, Зеравшанской и Курганакской зонах Центрально-Таджикского сектора Гиссаро-Алая. Релаксация напряженного состояния пород при деформации может осуществляться не

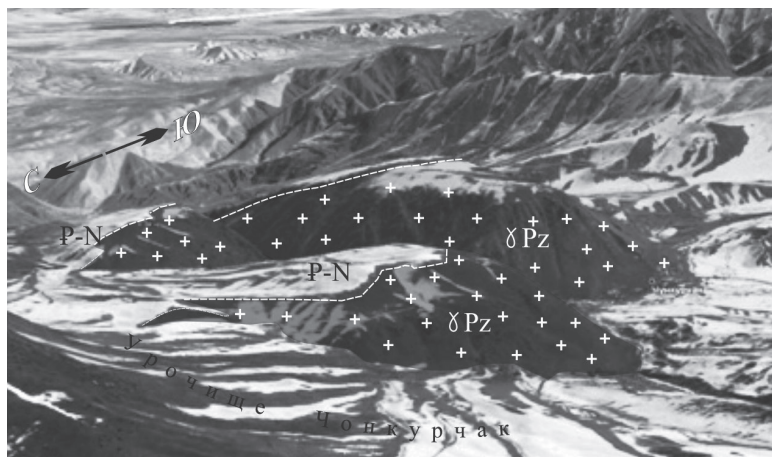


Рис. 1. Протрузивный купол ордовикских гранитов (белые крестики) в отложениях палеогена-неогена Чонкурчакской впадины (Северный Тянь-Шань)

только за счет структурных преобразований, но и за счет перераспределения вещества в ионно-молекулярной форме. Один из таких механизмов – *динамическая рекристаллизация*, которая проявляется в том случае, когда релаксация внутренних напряжений в горном массиве невозможна за счет структурных преобразований. Динамическая рекристаллизация проявлена в девонских мраморизованных известняках Ганза-Чимтаргинского массива, в каменноугольных известняках Курганакской зоны, в неслоистых карбонатных брекчиях палеозойского основания Зиддинской впадины. В неслоистых кристаллических породных, прежде всего, в мраморизованных известняках и магматических породах) развита *механическая дезинтеграция* (*хрупкая макро- и микросколовая деформация, катаклаз*). Пример: хребет Байбичетоо (Срединный Тянь-Шань), представляющий собой линзовидное куполообразное поднятие – антиклинальную складку, ядро которой сложено каменноугольными мраморизованными известняками (фундамент), обрамленное отложениями палеоген-неогенового осадочного чехла. Отложения чехла нарушены весьма слабо, тогда как породы карбонатного ядра в зоне перегиба интенсивно тектонизированы (рис. 2). Механическая дезинтеграция развита также в крупно- и среднезернистых двуполевошпатовых и калиевых гранитах Гиссарского батолита (Гиссаро-Алай) и в гранитных протрузиях Киргизского сегмента Северного Тянь-Шаня. Механическая дезинтеграция обеспечивает объемную подвижность гранитных массивов на постмагматической стадии их существования и формирование гранитных протрузий (рис. 1). Наличие протрузивных тел в значительной степени определяет формирование архитектурного

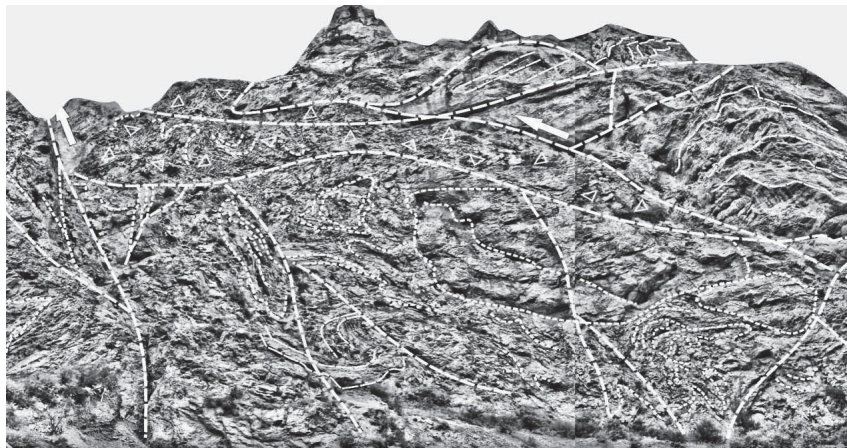


Рис. 2. Хаотическая глыбово-блоковая структура известняков в ядре антиклиналя Байбичетоо (Срединный Тянь-Шань)

облика территории. В зонах интенсивного горизонтально-плоскостного (Чимтаргинский массив, Сугутский блок) и вертикально-плоскостного (Нуратау-Курганакская зона) сдвигового течения проявлены *структурно-вещественные преобразования* от метагенеза до зеленосланцевого метаморфизма. Суть подобных преобразований состоит в совокупном проявлении объемной пластической деформации и синтетектонического метаморфизма (стресс-метаморфизма, релаксационного метаморфизма), что делает возможной объемную подвижность фундамента и пликативные изгибы его поверхности. Упомянутые механизмы – по отдельности или в некоей совокупности – приводят к разрыхлению и дезинтеграции горных пород и переходу их в разряд блочно-гранулированных субстанций, которые обладают повышенными текучестью и способностью к дилатансии, что предопределяют объемную подвижность и пликативное изменение формы (деформацию) массивов горных пород.

Таким образом, в пределах Тянь-Шаня поведение палеозойского фундамента в процессе альпийского тектогенеза соответствует поведению квазипластичного тела. Свойство горных масс фундамента путем объемных структурно-вещественных преобразований «приноравливаться» к изменению тектонических режимов и напряженного состояния обеспечивает формирование современного морфотектонического плана в пределах Тянь-Шанского новейшего орогена и возникновение морфоструктурных аномалий.

Примечание: библиография по вопросу содержится в публикациях [1–4].

Работа выполнена по теме госзадания ФГБУН Геологического института РАН при финансовой поддержке Российского научного фонда (Проект №16-17-10059).

Литература

1. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 462 с.
2. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал / Ред. К.Е. Дегтярев. М.: ГЕОС, 2018. 332 с.
3. *Леонов М.Г., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С.* Механизмы деформации пород фундамента Тянь-Шаня в процессе альпийского тектогенеза // Геотектоника. 2021. № 6. С. 50–74.
4. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г.* Особенности морфоструктуры новейшего орогена Тянь-Шаня // Литосфера. 2001. № 6. С. 747–774.

И.И. Лиханов¹

Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона: гаревский комплекс Енисейского кряжа

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднепротерозойского океана: его заключительные деформации имели возраст 1.2–0.9 млрд лет [1]. Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген [2], сформировавшийся в диапазоне гренвильского и постгренвильского циклов, включающих эпохи Ренланд (980–910 млн лет) и Нордатъян (880–720 млн лет).

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

С другой стороны, на основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.8 и 0.75 млрд лет, известных как скучный миллиард, в ряде работ сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизионных событий. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона.

Очевидно, что проблемы в оценке геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния связаны с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли [3].

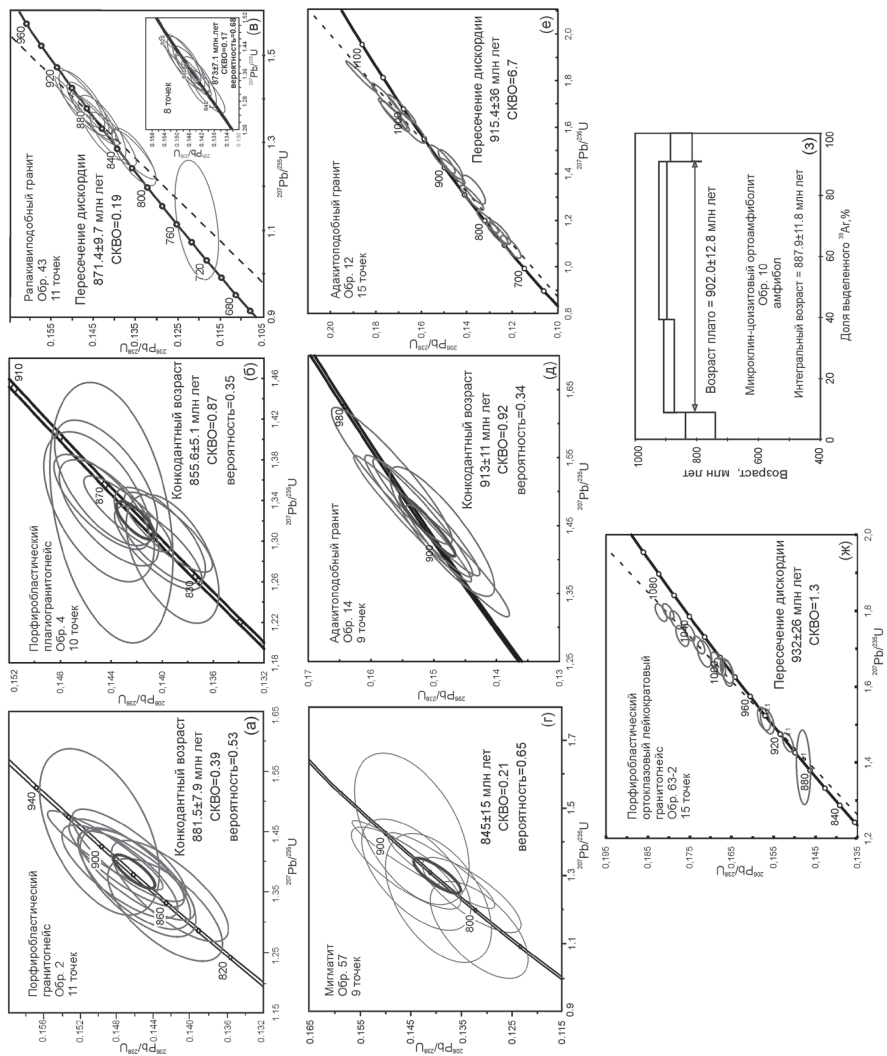
Для восполнения этого пробела приведены геохронологические доказательства раннепротерозойских событий в эволюции докембрийских комплексов Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния [4].

Наименее изученной является северо-западная часть Енисейского кряжа, сложенная древнейшими в Заангарье породами гаревского метаморфического комплекса (ГМК). Эти метаморфизованные толщи, расположенные в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, составляют инфраструктуру коллизионной системы [5]. В строении ГМК принимают участие серые биотитовые плагиогнейсы немтихинской толщи, которые выше по разрезу сменяются порфиробластическими плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и гнейсами с широким развитием лейкогранитов, пегматитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, амфиболитов и метатерригенно-карбонатных пород малогаревской толщи [6].

В развитии этого комплекса были выделены три этапа [7]. На первом этапе сформировались зональные комплексы низких давлений And-Sil типа гренвильского возраста при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25\text{--}35\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ [8]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (~800 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений Ku-Sil типа с низким $dT/dH \leq 12\text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ [9, 10]. Заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодального пояса, представленного анорогенными гранитоидами и внутриплитными базитами рифтогенной природы с возрастными внедрениями 797–792 млн лет, фиксирующими начало распада Родинии [11].

В рамках исследования были получены новые геологические, геохимические и изотопно-геохронологические данные по петрогенезису, геотектоническим обстановкам формирования, термодинамическим условиям,

Рисунок. U–Rb диаграммы с конкордий и дискордий для цирконов из гранитоидов (а–ж) и результаты $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ определения для роговой обманки из микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов ГМК (з), где приведен интегральный возраст; стрелками показан возраст, рассчитанный по методу плато



возрастам метаморфизма и протолита для контрастных по составу пород ГМК – порфиробластических гранитогнейсов, микроклин-цоизитовых ортоамфиболитов, рапакиви- и адакитоподобных гранитов, мигматитов, плагиигранитогнейсов и ортоклазовых лейкогранитогнейсов. Обсуждены возможные модели и геодинамические обстановки их формирования.

В результате были установлены два новых импульса неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона (930–900 и 880–845 млн лет), коррелирующие с гренвильскими и постгренвильскими ранними коллизионно-аккреционными процессами вальгальской складчатости, с которыми связано становление суперконтинента Родиния (рис. 1).

Существенная дополнительная информация об эволюции корообразующих событий в пределах этого региона и источниках расплава для пород ГМК была получена при Lu-Hf изотопных исследованиях. В отличие от U-Pb изотопной системы, которая во всех зернах циркона имеет весьма близкий возраст, Lu-Hf изотопная система в тех же зернах демонстрирует более широкие вариации изотопного состава гафния при расчете на возраст $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от +0.1 до -10. Модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c$, рассчитанные по двухстадийной модели, варьируют от 1719 до 2421 млн лет. Среди них преобладают модельные возрасты, предполагающие довольно длительную коровую предысторию их протолитов. Наиболее радиогенным составом Hf отличаются цирконы адакитоподобных гранитов – $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ от +0.9 до -0.5, что может указывать на происхождение пород из мантийного источника, обедненного несовместимыми редкими элементами. Им соответствуют палеопротерозойские модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c = 1838–1916$ млн лет. Часть ядер цирконов отличается менее радиогенным составом Hf от -2.2 до -10, что может указывать на их формирование из коровых пород. В них установлены более древние модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c = 1965–2357$ млн лет. Подобная специфика характерна для гранитогнейсов и порфиробластических плагиигранитогнейсов, в которых преобладают палеопротерозойские модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})^c = 1965–2421$ млн лет, что также может свидетельствовать об их преимущественном образовании из более древних коровых пород.

Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектоно-термальных событий на арктической окраине Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в диапазоне времени (0.93–0.85 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов [12]. Новые доказательства гренвильских коллизионных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями

позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например, предположения об отсутствии на Енисейском крыже гренвилльских коллизионных событий.

Работа выполнена за счет средств гранта РФФ (проект № 21-77-20018).

Литература

1. Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.
2. Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // *Geology*. 2010. V. 38. P. 99–102.
3. Луханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского крыжа, западная окраина Сибирского кратона // *Геотектоника*. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.
4. Луханов И.И., Ревердатто В.В. Неопротерозойские комплексы-индикаторы континентального рифтогенеза как свидетельство процессов распада Родинии на западной окраине Сибирского кратона // *Геохимия*. 2015. Т. 53. № 8. С. 675–694.
5. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304-307. P. 468–488.
6. Луханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского крыжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // *Геотектоника*. 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.
7. Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia / *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2019. V. 478. P. 89–115.
8. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, Eastern Siberia // *J. Metamorphic Geol.* 2004. V. 22. P. 743–762.
9. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. *P–T–t* constraints on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 113. P. 391–410.
10. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Res.* 2019. V. 328. P. 128–145.

11. *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Res.* 2017. V. 300. P. 315–331.

12. *Johansson Å.* From Rodinia to Gondwana with the ‘SAMBA’ model – A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond // *Precambrian Res.* 2014. V. 244. P. 226–235.

М.В. Лучицкая¹

Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка

Термин «адакит» впервые ввели Defant, Drummond [12] для определения кайнозойских островодужных магматических пород среднего–кислого состава, соответствующих продуктам прямого плавления базальтов молодой (≤ 25 млн лет) субдуцирующей океанической коры. Адакиты широко варьируют в отношении главных элементов и петрографических характеристик [12, 43]. Они сходны с островодужными изверженными породами в смысле валового состава и минералогии, но отличаются редкоэлементными характеристиками от продуктов мантийных островодужных магм, полученных при плавлении мантийного клина. Главными особенностями являются высокие отношения Sr/Y (> 50) и La/Yb (> 10), а также низкие содержания Y и Yb. При этом существует точка зрения, что подобные характеристики могут являться следствием фракционирования амфибола и удаления плагиоклаза из водных мафических магм, первоначально обладающих низкими Sr/Y и La/Yb отношениями [9, 30, 40].

В дальнейшем адакиты были подразделены на низко- и высоко-кремнеземистые разности [27]. Низкокремнеземистые адакиты большей частью по своим характеристикам соответствуют магнезиальным или высоко-магнезиальным андезитам, хотя в ряде случаев знак равенства между ними не ставится. Низкокремнеземистые адакиты отличаются минералогически тем, что содержат фенокристы пироксена. Они имеют более высокие содержания MgO (4–9 мас.%); сумму оксидов CaO+Na₂O > 10 и содержания Sr > 1000 г/т в отличие от высококремнеземистых адакитов, в которых эти параметры составляют: MgO (0.5–4 мас.%), CaO+Na₂O (< 11 мас.%) и Sr (< 1100 г/т). К высококремнеземистым адакитам Martin

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

с соавт. [27] относят адакиты, которые представляют собой расплавы, образованные при частичном плавлении базальтового материала слэба и реагируют с вышележащим перидотитом мантийного клина при их подъеме к поверхности. По данным [45] только высококремнеземистые адакиты отвечают первоначальному определению адакитов по [12].

Образование адакитов вследствие плавления субдуцированной базальтовой коры подтверждено экспериментальными данными, которые показывают, что плавление базальтовых пород в условиях стабильности граната и(или) водонасыщенного или дегидратационного плавления амфиболитов продуцирует адакитовый расплав. Многие исследователи отмечают, что природные адакиты по ряду петро-, геохимических характеристик таких, как обогащение MgO, Ni, Cr, отличаются от экспериментальных материалов [9, 14, 26, 27, 29, 33, 38 и др.]. Предполагается, что изменение состава адакитов происходит в результате взаимодействия адакитового расплава, образовавшегося при плавлении океанической плиты, с вышележащим мантийным клином при подъеме расплава к поверхности [9, 26, 27, 29]. Геологическим свидетельством взаимодействия адакитовых расплавов с материалом мантийного клина является наличие стекол или расплавных включений адакитового состава в минералах мантийных ксенолитов и жил такого состава в обдуцированных океанических пластинах [4, 15, 22, 34, 37].

Существует большое количество примеров вулканических и интрузивных серий, которые имеют многие геохимические черты адакитов, но их происхождение связывают с частичным плавлением нижней коры [7, 19, 32, 39, 44]. Такие породы называют адакитоподобными [9], К-адакитами в связи с высокими содержаниями K_2O и высокими K/Na отношениями (0.7–2) или С-адакитами (континентальными) согласно обстановке коллизии континент-континент, в которой они встречаются [24, 40].

В настоящее время описано много вариантов геодинамических обстановок, в которых могут быть реализованы условия петрогенезиса адакитов и адакитовых пород и объяснены их специфические геохимические черты, такие как высокие Sr/Y и La/Yb отношения. К таким обстановкам относятся: косая [42] или пологая субдукция [17]; мантийное окно в результате отрыва части океанической плиты или субдукции океанического хребта (Коста-Рика, Центральная Америка [20], Чили, Южная Камчатка, Алеутская дуга [8, 16, 23]); начало субдукции (Филиппины) [1, 13]; косая или быстрая субдукция (Алеутские и Командорские о-ва, Филиппины) [13]; плавление в нижней части утолщенной континентальной коры [10]; фракционирование островодужной водонасыщенной базальтовой магмы в поле стабильности граната или переплавление застывшего базитового материала, содержащего гранат в основании литосферы островных дуг (о-в Минданао, Филиппины) [25], Центральный Чили [31]); океанические

трансформные зоны [18]; коллизия островных дуг [35]; нестационарная субдукция [1, 5].

Многими авторами отмечена ассоциация адакитов в островодужных обстановках с высоко-Nb базальтами или обогащенными ниобием базальтами, происхождение которых связывают с частичным плавлением мантийного перидотита, который предварительно был метасоматизирован адакитовыми расплавами [3, 6].

Отмечается, что адакиты имеют большое сходство с архейскими тоналит-гранодиоритовыми сериями (ТТГ) [2, 11, 27, 28, 36], что часто рассматривается как свидетельство действия механизмов тектоники плит в архее [5]. Одновременно указывается на определенные отличия, например, в содержаниях SiO_2 и Mg\# адакитов и архейских ТТГ и делается вывод, что они не являются полными аналогами.

Рассмотренный материал показывает, что в группу адакитов включают очень широкий спектр пород и наличие адакитов не определяет однозначно ни геодинамическую обстановку формирования, ни петрогенезис пород, как это предполагалось в первоначальной модели авторов термина Defant, Drummond [12]. Возможно, данный термин является излишним и его надо вывести из употребления?

Работа выполнена за счет гранта РФФИ «Экспансия» № 20-15-50067.

Литература

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 45–60.
2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 255–264.
3. Ефремов С.В. Раннепалеозойские адакиты Восточного Саяна, геохимические особенности и источники вещества // Геохимия. 2010. № 11. С. 1185–1201.
4. Колосков А.В., Коваленко Д.В., Ананьев В.В. Адакитовый вулканизм на континентальной окраине и его проблематика. Часть 1. Адакиты верховьев р.Валоваям – новые возрастные и вещественные характеристики, петрологическая модель // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 3–27.
5. Щипанский А.А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 560 с.
6. Aguillon-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon H., Maury R.C., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise Subduction below Southern Baja California? // Geology. 2001. Vol. 29. No. 6. P. 531–534.

7. *Atherton P., Petford N.* Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // *Nature*. 1993. Vol. 362. No. 3. P. 144–146.
8. *Bourgois J., Martin H., Lagabrielle Y., Le Moigne J., Frutos Jara J.* Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao peninsula (Chile margin triple junction area) // *Geology*. 1996. Vol. 24. No. 8. P. 723–726.
9. *Castillo P.R.* Adakite petrogenesis // *Lithos*. 2012. Vol. 134–135. P. 304–316.
10. *Chung S.L., Liu D., Ji J., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q., Zhang Q.* Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet // *Geology*. 2003. Vol. 31. P. 1021–1024.
11. *Condie K.C.* TTGs and adakites: are they both slab melts? // *Lithos*. 2005. Vol. 80. P. 33–44.
12. *Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. Vol. 347. P. 662–665.
13. *Defant M., Kepezhinskas P.* Evidence suggests slab melting in arc magmas // *EOS. Transact. AGU*. 2001. Vol. 82. No. 6. P. 65–69.
14. *Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K.* Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // *Trans. Royal Soc. Edinburgh. Earth Sci*. 1996. Vol. 87. P. 205–215.
15. *Gregoire M., Jago S., Maury R.C., Polve M., Payot B., Tamayo Jr. R.A., Yumul Jr. G.P.* Metasomatic interactions between slab-derived melts and depleted mantle: Insights from xenoliths within Monglo adakite (Luzon arc, Philippines) // *Lithos*. 2008. Vol. 103. P. 415–430.
16. *Guivel C., Lagabrielle Y., Bourgois J., Martin H., Arnaud N., Fourcade S., Cotten J., Maury R.C.* Very shallow melting of oceanic crust during spreading ridge subduction: Origin of near-trench Quaternary volcanism at the Chile Triple Junction // *J. Geophys. Res*. 2003. Vol. 108. No. B7. P. 2345.
17. *Gutcher M.-A., Maury R., Eissen J.-P., Bourdon E.* Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. Vol. 28. No. 6. P. 535–538.
18. *Haschke M.R., Ben-Avraham Z.* Adakites from collision-modified lithosphere // *Geophys. Res. Lett*. 2005. Vol. 32. L15302.
19. *Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y., Mo X.X.* Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east–west extension in southern Tibet // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2004. Vol. 220. P. 139–155.
20. *Johnston S.T., Thorkelson D.J.* Cocos–Nazca slab window beneath Central America // *Earth Planet. Sci. Lett*. 1997. Vol. 146. P. 465–474.
21. *Kay S.M., Ramos V.A., Marquez M.* Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in Southern South America // *J. Geol*. 1993. Vol. 101. No. 6. P. 703–714.
22. *Kepezhinskas P., Defant M.J., Drummond M.S.* Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1996. Vol. 60. No. 7. P. 1217–1229.

23. *Khanchuk A.I., Kepezhinskas P., Defant M.J.* Ridge subduction, slab melt-mantle interaction and origin of adakites and high-Nb basalts in Southern Kamchatka: geologic and geochemical constraints // *EOS Transact. AGU.* 2000. Vol. 81. No. 48. P. F1315.
24. *Ma Q., Zheng J.P., Xu Y.G., Griffin W.L., Zhang R.S.* Are continental «adakites» derived from thickened or foundered lower crust? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 419. P. 125–133.
25. *Macpherson C.G., Dreher S. T., Thirlwall M. F.* Adakites without slab melting: high- pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 243. P. 581–593.
26. *Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* 1999. Vol. 46. P. 411–429.
27. *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. Vol. 79. No. 1-2. P. 1–24.
28. *Moyen J.-F., Stevens G.* Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics // *Archean Geodynam. Environ. Geophys. Monogr. Ser.* 2006. Vol. 164. P. 1–28.
29. *Rapp R P, Shimizu N, Norman M D, Applegate G S.* Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa // *Chem. Geol.* 1999. Vol. 160. P. 335–356.
30. *Richards J., Kerrich R.* Special paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // *Economic Geology.* 2007. Vol. 102. P. 1–40.
31. *Rodriguez C., Selles D., Dungan M., Langmuir C., Leeman W.* Adakitic dacites formed by intracrustal crystal fractionation of water-rich parent magmas at Nevado de Longav volcano (36.2 degrees S; Andean Southern Volcanic Zone, central Chile) // *J. Petrol.* 2007. Vol.48. P. 2033–2061.
32. *Rudnick R.L.* Making continental crust // *Nature.* 1995. Vol. 378. P. 571–578.
33. *Scaillet B., Prouteau G.* Oceanic slab melting and mantle metasomatism // *Science Progress.* 2001. Vol. 84. No. 4. P. 335–354.
34. *Schiano P., Clochiatti R., Shimizu N., Maury R., Jochum K.P., Hofmann A.W.* Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationships with erupted arc lavas // *Nature.* 1995. Vol. 377. P. 595–600.
35. *Schwartz J., Johnson K., Miranda E.A., Wooden J.L.* The generation of high Sr/Y plutons following Late Jurassic arc–arc collision, Blue Mountains province, NE Oregon // *Lithos.* 2011. Vol. 126. P. 22–41.
36. *Smithies R H.* The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol.182. P. 115–125.

37. *Sorensen S.S., Barton M. D.* Metasomatism and partial melting in a subduction complex: Catalina Schist, southern California // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 115–118.
38. *Stern C.R., Kilian R.* Role of the subducted slab, Mantle Wedge and Continental Crust in the Generation of Adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 123. P. 263–281.
39. *Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H., Zhu Y.T.* Cenozoic K-rich adakitic Volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting // *Geology*. 2005. Vol. 33. P. 465–468.
40. *Xiao L., Clemens J.D.* Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // *Lithos*. 2007. Vol. 95. P. 399–414.
41. *Xu W.C., Zhang H.F., Luo B.J., Guo L., Yang H.* Adakite-like geochemical signature produced by amphibole-dominated fractionation of arc magmas: An example from the late cretaceous magmatism in Gangdese belt, south Tibet // *Lithos*. 2015. Vol. 232. P. 197–210.
42. *Yogodzinski G.M., Kay R.W., Volynets O.N., Koloskov A.V., Kay S.M.* Magnesian andesite in the Western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *GSA Bull.* 1995. Vol. 107. No. 5. P. 505–519.
43. *Yogodzinski G.M., Kelemen P.B.* Slab melting in the Aleutians: implication of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 158. P. 53–65.
44. *Yumul Jr.G.P., Dimalanta C.B., Bellon H., Faustino D.V., de Jesus J.V., Tamayo Jr. R., Jumawan F.T.* Adakitic lavas in the Central Luzon Back-arc region, Philippines: lower crust partial melting products? // *Island Arc*. 2000. V. 9. P. 499–512.
45. *Zhang L., Li S., Zhao Q.* A review of research on adakites // *Int. Geol. Rev.* 2019. Vol. 63. No. 1. P. 47–64.

А.О. Мазарович¹

Оползневые процессы на вулканических постройках северо-восточной Атлантики

Разрушения вулканических сооружений в результате оползневых процессов известны на 400-х четвертичных вулканах [1]. Показательным примером может быть оползание в 1980 г. склона вулкана Сент-Хеленес

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

(США) с последующим извержением [2]. Разрушения вулканических построек на островах оползнями опасны тем, что они могут вызывать цунами. В недавней истории описано два таких события. 13 марта 1888 г. в 100 км к северо-востоку от о. Новая Гвинея было разрушено вулканическое сооружение острова Риттер [3], а 22 декабря 2018 г. в Зондском проливе произошло катастрофическое оползание юго-западного склона вулкана Анак Кракатау [1]. Оба события привели к возникновению цунами и многочисленным жертвам.

В пределах северо-восточной Атлантики расположены (с юга на север) архипелаги вулканических островов Зеленого Мыса, Канарский, Селваженш, Мадейра и Азорский, которые объединяются топонимом Макаронезия (рисунок). Древние оползни на вулканах установлены на 15-ти из 30 островов Макаронезии. Приведем только несколько примеров для островов с различным строением.

Остров Фогу (Острова Зеленого Мыса) (рисунок) представляет собой вершину асимметричной активной вулканической постройки, общая высота которой над дном прилегающей глубоководной котловины достигает почти 6000 м. Крупный оползень произошел ~ 73 тыс лет назад [4] на ее восточном склоне. Разрушение вулкана привело к формированию крупных оползневых масс на дне океана и образованию цунамигенных отложений на о-вах Сантьягу и Маю (расстояние от о. Фогу – 50 и 120 км соответственно) в результате цунами с высотой до 200 м [5]. После движения оползня был сформирован оползневой цирк диаметром около 8 км. На его востоке ~ 62 тыс лет назад начал формироваться вулканический конус Пику де Фогу с высотой современной вершины 2829 м над уровнем моря. Излияния лав заполняли и продолжают заполнять цирк лавами щелочных базальтов. Масштабные оползни установлены также на островах Санту-Антан (>500 и 200–400 тыс лет и 0.7–1.4 млн лет), Сан-Висенти (4.5–3.1 млн лет). Острова Фогу и Брава, а также подводная гора Кадамошту находятся в области повышенной сейсмической активности, зафиксированной Геофизической сетью Кабо Верде [6]. Приведенные выше данные позволяют отнести этот регион к потенциально опасному для возникновения крупных оползней.

На севере о. Пальма (Канарские острова) (рисунок) [7] расположены остатки сложного полифазного стратовулкана Табуриенте. Южнее протягивается субмеридиональная активная островная рифтовая зона Кумбре-Вьеха. Она начала формироваться <0.54 млн лет назад. Вулканические постройки о. Пальма [8] дважды (1 и 0.6 млн лет назад) разрушались масштабными оползнями. Все оползневые массы смещались в западном направлении и слагают обширные области бугорчатого рельефа дна Атлантического океана. Повышенная сейсмичность островов Пальма позволила сделать предположение о возможности его разрушения оползнем,

который может вызвать цунами с высотой волны до 20 м, даже на востоке Северной Америки (<https://www.e-education.psu.edu/earth107/node/1609>).

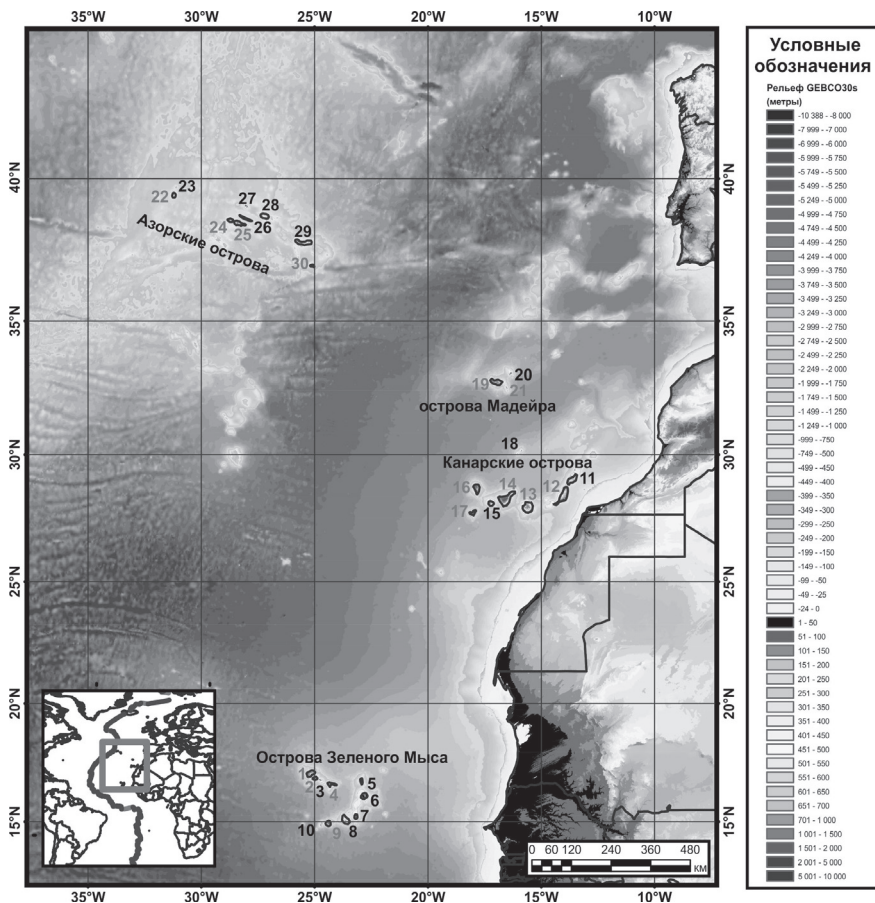


Рисунок. Названия географических объектов северо-восточной Атлантики, упомянутых в тексте. Цифры, острова (серые – с крупными оползнями). 1 – Санту-Антан, 2 – Сан-Висенти, 3 – Санта Лузия, Бранку, Разу, 4 – Сан-Николау, 5 – Сал, 6 – Боавишта, 7 – Маю, 8 – Сантьягу, 9 – Фогу, 10 – Брава, 11 – Лансароте, 12 – Фуэртевентура, 13 – Гран Канария, 14 – Тенерифе, 15 – Гомера, 16 – Пальма, 17 – Иерро, 18 – Селваженш, 19 – Мадейра, 20 – Порто Санто, 21 – Десерташ, 22 – Флореш, 23 – Корво, 24 – Файял, 25 – Пику, 26 – Сан-Жоржи, 27 – Грациоза, 28 – Терсейра, 29 – Сан-Мигель, 26 – Санта-Мария. На врезке – положение района. Топооснова – https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_30_second_grid/

Более сложное строение имеет крупнейший остров Канарского архипелага Тенерифе (рисунок) [10]. Он представляет собой сложное вулканическое сооружение позднемiocен-голоценового возраста. На плиоцен-плейстоценовом этапе сформировались три рифтовых островных зоны (северо-восточная, южная и северо-западная) в плане напоминающих звезду «Мерседес». В течение этого времени происходило также и формирование крупных обвальнo-оползневых масс. На южной ветви возникла новая постройка центрального типа Кальдера дель Рей, которая была разрушена оползнями Икод де лос Винос, (<0.15 млн лет) перемещавшимися на север с формированием кальдеры Каньядас. На новейшем этапе на ее западном обрамлении возникли вулканы Тейде и Пико-Вьехо высоты которых составляют 3715 м и 3125 м соответственно. Они сложены базанитовыми и фонолитовыми лавами и пирокластическими потоками. На севере о. Тенерифе также установлено два крупных оползня с возрастaми 2.4 и 0.6–1.4 млн лет. Всего на Канарских островах (кроме о. Лансароте) за последние 2 млн лет произошло 11 крупных оползней, 8 из которых привели к формированию мощных турбидитных отложений в котловине Мадейра.

Остров Пику (Азорский архипелаг) (рисунок) [11] сложен тремя среднеплейстоцен-голоценовыми вулканическими постройками, расположенными вдоль оси острова. Они были разрушены тремя крупными оползнями. Смещенный материал перемещался под водой на расстояние не менее чем 20 км.

Проведенный анализ вулканических построек Макаронезии позволяет сделать вывод, о том, что половина из них в ходе своей эволюции были разрушены в разное время катастрофическими оползневыми процессами, вызывавшими цунами. На некоторых из них, в оползневых цирках, возникали новые вулканические аппараты. Эти явления установлены на островах Санту-Антан, Фогу, Сан-Висенти, Пику, Гомера и ряда других.

Лабораторная тема: «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами». Государственная регистрация № 0135–2019–0076.

Литература

1. *Karstens J., Kelfoun K., Watt S.F.L. et al.* Combining 3D seismics, eyewitness accounts and numerical simulations to reconstruct the 1888 Ritter Island sector collapse and tsunamis // *International Journal of Earth Sciences*. 2020. V. 109. № 8. P. 2659–2677. <https://DOI.org/10.1007/s00531-020-01854-4>
2. *Glicken H.* Helens volcano, Washington // U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey Open File Report 96–677. 1996. 98 p.
3. *Ward S. N., Day S.* Ritter Island Volcano-lateral collapse and the tsunamis of 1888 // *Geophysical Journal International*. 2003. V. 154. Is. 3. P. 891–902.

4. Barrett R., Lebas E., Ramalho R. et al. Revisiting the tsunamigenic volcanic flank collapse of Fogo Island in the Cape Verdes, offshore West Africa // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2020. V. 500. P. 13–26. <https://doi.org/10.1144/SP500-2019-187>
5. Masson D. G., Le Bas T. P., Grevemeyer I. et al. Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. № 7. P. 1–16. DOI:10.1029/2008GC001983.
6. Faria B., Fonseca J.F.B.D. Investigating volcanic hazard in Cape Verde Islands through geophysical monitoring: network description and first results // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2014. V. 14. P. 485–499. DOI:10.5194/nhess-14-485-2014
7. Hoernle K., Carracedo J.-K. Canary Islands, geology // *Encyclopedia of islands*. 1st ed., University of California Press. 2009. P. 133–143. *JSTOR*, www.jstor.org/stable/10.1525/j.ctt1pn90r
8. Fernández J., Escayo J., Hu Z. et al. Detection of volcanic unrest onset in La Palma, Canary Islands, evolution and implications // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. N 1. 16 p. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-82292-3>
9. Gee M.J.R., Watts A.B., Masson D.G. et al. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands // *Marine Geology*. 2001. V. 177. P. 271–293.
10. Hunt J. E., Wynn R. B., Talling P. J., et al. Multistage collapse of eight western Canary Island land-slides in the last 1.5 Ma: Sedimentological and geochemical evidence from subunits in submarine flow deposits // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. P. 2159–2181, doi:10.1002/ggge.20138
11. Quartau R., Madeira J., Mitchell N. C. et al. The insular shelves of the Faial–Pico Ridge (Azores archipelago): A morphological record of its Evolution // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015. V.16. Is. 5, P. 1401–1420. DOI:10.1002/2015GC005733.

Н.В. Макарова¹, Т.В. Суханова¹

К вопросу изучения новейших структур Восточно-Европейской платформы

Опыт детального изучения новейших структур Восточно-Европейской платформы, проводимого в основном в практических целях, показал, что исследователи неоднозначно используют некоторые понятия, связанные с новейшей тектоникой, по-разному определяют типы структур, их происхождение, возраст, оценивают роль фундамента и разломов в их обра-

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

зовании и др. Несмотря на то, что многие вопросы поднимались и ранее в работах В.И. Макарова, М.Л. Коппа, А.И. Трегуба, Н.В. Макаровой, В.М. Макеева и др.), однако они остаются дискуссионными до настоящего времени. Цель краткого сообщения – привлечь внимание к возникающим при изучении структур ряду вопросов, дальнейшему их обсуждению, а также уточнение некоторых понятий.

Новейший тектонический этап, начавшийся в позднем кайнозое 30–35 млн лет назад, привел к изменению всей земной поверхности, ее рельефа и структуры. Наряду с горообразованием в активных областях, платформенные территории также испытали и продолжают испытывать воздействие тектонических процессов. Многие прежние структуры были переработаны, на их месте образовались новейшие структуры (НС).

Наибольшие абсолютные высоты платформенных новейших поднятий составляют 300–360 м (Воронежское, Верхневолжское и др.). При отсутствии покровных образований такая высота во многих случаях соответствует тектонической амплитуде. Но большая часть поднятий имеет абсолютные отметки – 220–250 м. При этом амплитуда может быть значительно меньше из-за покрова морен или лессовых комплексов, наложенных на структуры. Мощность этих образований в отдельных районах достигает десятков метров (лессы – до 50–60 м, ледниковые – до 100 м), что превышает амплитуды и дает обращенные формы: покров создает возвышенность над тектонической впадиной. Некоторые исследователи не учитывают этого.

При определении типа НС используются самые различные термины. Наряду с чаще всего употребляемыми – поднятие, блок, свод, вал, купол, изгиб, прогиб, депрессия, эрозионно-тектоническое понижение, впадина и др., употребляются известные определения – синеклиза, антеклиза, щит, авлакоген, мегантиклиналь, пулл-апарт и др. Используются определения структурные (носы, заливы, структурные террасы), а также отвечающие формам рельефа (гряда, кряж, уступ, ступень, выступ, равнина, возвышенность) и др. В целом они дают представление о НС. Но некоторые из этих терминов для НС требуют уточнения. Например, Воронежская антеклиза и Московская синеклиза. Они образывались в течение сотен миллионов лет, на их месте неоднократно возникали поднятия и прогибы с морскими бассейнами. В новейшее время они значительно преобразованы НС. Так Воронежская антеклиза в древних контурах представляла вытянутое к юго-востоку поднятие, граничащее с Прикаспийским прогибом, а в настоящее время – это Воронежский свод и Приволжское поднятие, разделенные Окско-Донским прогибом. При этом древняя граница антеклизы (прибортовой уступ) находится восточнее правобережья Волги от 10–20 до 40–50 км на глубине 6–7 км. На месте Московской синеклизы возникли валы (Окско-Цнинский и др.), своды (Коми-Пермяцкий и др.), прогибы,

выраженные в деформациях осадочного чехла. Нет авлакогенов, но есть поднятия (Донецкое, Вятский вал и др.) или прогибы над ними (Рязано-Саратовский, Днепровско-Донецкий и др.). Как нет зеленокаменных архей-протерозойских поясов ни в новейшей структуре, ни в рельефе – на их месте – НС.

Самыми распространенными НС платформы стали блоки разных размеров и рангов (от I до VI и более), мега-, микро- и т.д. Их форма – удлиненная, полукруглая, ромбическая, треугольная, трапециевидные и др., а границы – спрямленные, выпуклые, вогнутые, извилистые, зигзагообразные и др. Трудно представить их образование, тем более, что разрывные границы не доказаны деформациями пород. Разновысотные блоки – это, по существу, разновозрастные ступени рельефа, образованные при развитии структур.

За сплошной блоковостью пропало важное свойство НС – стадийность развития. Все НС развиваются стадийно, причем, стадии по возрасту и количеству полностью сопоставляются со стадиями в орогенах. Это следствие того, что орогенные и платформенные области одновременно испытали неотектоническую активизацию, причинами которой являются глобальные процессы. В связи с тем, что не выделяются стадии развития, поэтому не определяется и возраст структур, нет сопоставления с коррелятивными континентальными отложениями или морскими осадками, развитыми по периферии платформы. Стадийность является основой определения амплитуд поднятий в отдельные стадии и стадийных или поэтапных скоростей. Это дает возможность оценить тенденцию и скорости развития структур, особенно на современном этапе, необходимые для учета при строительстве особо опасных инженерных сооружений.

Разломы – не всегда изученные и доказанные структуры на платформе. Многие из них выделены предположительно по геофизическим данным в кровле фундамента, затухают в осадочном чехле, в новейших отложениях не проявлены. Так как территория платформы большей частью «закрытая» покровными образованиями и просто растительностью, и естественных обнажений мало, то видеть настоящие разломы на поверхности, деформации пород, т.е. их смещения по вертикали или горизонтали и отражение этого в рельефе в виде блоков, можно не часто. Однако исследователи выделяют массу разломов, в основном, по геоморфологическим признакам, хотя геологические доказательства их существования не подтверждаются детальными исследованиями на площадках строительства инженерных сооружений. Многие разломы неоднократно меняли знак движения в разные геологические периоды, действуя то как сбросы, то как взбросы или разнонаправленные сдвиги при изменении геодинамических условий. Над активизированными разломами фундамента в толще покрова могут образоваться зоны разуплотнения, трещиноватости, флюидогазопрони-

цаемости и др., которые правильно названы зонами влияния разломов, без перемещений пород.

Как правило, признается, что новейшие блоки отражают блоки фундамента. Но многочисленные данные бурения и геофизики показывают, что это не всегда так: над поднятыми блоками фундамента иногда развиты отрицательные формы, сложенные палеозойско-кайнозойскими отложениями, а над опущенными – поднятия. И это вопрос о наследовании новейшими структурами разноглубинных древних структур, которое может быть различным. Обычные примеры отсутствия унаследованности – новейшие валы над авлакогенами, Приволжское поднятие над Ульяновско-Саратовской синеклизой и др. Древние структуры фундамента вместе с нарушающими его разломами в течение длительного (>100 млн лет или более) периода пенепленизации были сnivelированы, глубина среза достигала нескольких сот метров, мощность образовавшейся коры выветривания составляла десятки метров. Вряд ли после этого на поверхности фундамента сохранились существенные поднятия и впадины. В герцинскую фазу складчатости или новейшее время некоторые разломы могли активизироваться. Перекрывающий их покров мог получить наклон в ту или другую сторону или при пассивном облекании выступов фундамента образовать штамповые структуры. Структурно-геоморфологические данные показывают, что многие новейшие поднятия представляет собой пологие изгибы основания и покрова, не считая складок в новейших отложениях. Прогибы представляют собой эрозионно-тектонические понижения, в которых реки в четвертичное время прорезали пологие тектонические впадины, образованные на ранних стадиях новейшего этапа.

Для формирования и развития НС и наследования ими древних значение имеет перестройка структурных планов на разных глубинных уровнях, происходившая неоднократно (концепция о расслоенности земной коры). Во многих случаях глубокие структурные планы существенно отличны от приповерхностного. Даже в течение новейшего этапа структуры, образовавшиеся на его ранних олигоцен-миоценовых стадиях и являющиеся погребенными, не полностью наследуются плиоцен-четвертичными структурами, т.к. меняются источники тектонических напряжений. В связи с этим все еще стоит вопрос о процессах, участвующих в образовании НС, и, в частности, о дальности передаваемых напряжений с границ литосферных плит. Некоторые исследователи объясняют происхождение НС платформы исключительно влиянием коллизионных процессов. При этом при формировании НС не дооценивается роль и влияние крупных долгоживущих платформенных структур – Воронежского и Токмовского сводов, Прикаспийского прогиба и др. Эти структуры возникли задолго до начала коллизии литосферных плит, выражены в различных слоях земной коры, вплоть до Мохо, и продолжают развиваться под действием

собственных внутриплатформенных глубинных тектоно-магматических процессов, формирующих НС разного ранга в их пределах.

Важный морфологический и структурный признак НС – их асимметрия. Она определяет направление давления от активного источника на формирующиеся перед ним поднятия и впадины. Под действием давлений, исходящих от южного источника – развивающихся на границах литосферных плит орогенов Кавказа и Карпат, а также от северо-западного источника – Северо-Атлантического рифта – формируются структуры, различающиеся морфологией и строением. Границей действия этих источников является протягивающийся через всю платформу субширотный Смоленско-Дмитровско-Ветлужский вал. Асимметрия вызывается также гравитационным смещением масс по глинистому, сульфатному или солевому субстрату со склонов крупных развивающихся сводов – Воронежского, Токмовского и др., или глубоких синеклиз – Прикаспийской – с образованием асимметричных поднятий и прогибов. В то же время существует и другая асимметрия, образование которой вызвано ротационными процессами или силами Кориолиса, широко и ярко проявленными на платформах. Но исследователи ее не замечают и признают исключительно тектонические причины. Скорость смещения речных долин под действием сил Кориолиса на склоны поднятий легко определяется, т.к. многие современные реки смещены от их плиоценовых долин, сохранившихся в рельефе или погребенных. И эта скорость в несколько раз больше скорости вертикальных движений структур. Вместе с долинами мигрируют прогибы, которые наступают, накатываются на поднятия, разрушая их (Волга на Приволжское и Токмовское, Дон на Воронежское и др.). Т.к. речные долины, по мнению многих исследователей, проявляют разломы или зоны трещиноватости, то придется принять, что и разломы латерально мигрируют с долинами, или долины перемещаются из одной зоны разлома в другую?

Выше кратко затронуты лишь некоторые вопросы, встающие при изучении новейшей тектоники платформенных районов. Массу других вопросов – о границах новейших структур, линеаментах, трещиноватости пород и др. – также следует обсуждать и приходиться к определенным обоснованным выводам.

Данные полевых тектонофизических исследований северной части острова Сахалин

Целью исследований являлась реконструкция тектонических напряжений по данным геологических индикаторов напряжений/деформаций. Основным объектом полевого изучения были зеркала скольжения, встречаемые на поверхностях разрывных смещений и несущие достоверную информацию об их кинематике. При полевых исследованиях и последующих реконструкциях напряженно-деформированного состояния задействованы структурно-парагенетический метод анализа малых дизъюнктивов [3] и метод катакластического анализа разрывных смещений [4].

Полевое изучение индикаторов тектонических напряжений проводилось на крайней северной части (полуостров Шмидта) и северной половине (Центральный Сахалин) территории острова Сахалин. Молодые неогеновые разрезы на западном (Пильский разрез) и на восточном (Хейтонский разрез) побережьях п-ва Шмидта оказались довольно информативными для сбора структурно-геологических данных. В структурно-геологическом отношении Пильский и Хейтонский разрезы отличаются, прежде всего, по широкому развитию на восточном побережье складчатых деформаций, которые на западном берегу имеют минимальное проявление. Кроме того, на западном побережье точки наблюдения расположены вдоль региональных разломов ССЗ простираения, а на восточном побережье полоса точек наблюдения ориентирована практически ортогонально Хейтонскому и Лонгрийскому разрывам. На Центральном Сахалине исследования охватывали практически все тектонические зоны, как на побережье, так и в глубине острова.

Во всех исследованных районах наиболее широко развиты трещины без видимых следов смещений. Наблюдаются отрывные трещины с минерализацией в виде минеральных корочек, кристаллов и щеток, а также без минерализации. Всего сделано более 4500 измерений различных структур хрупкого разрушения, из них со структурно-кинематической информацией более 1500. В ряде точек наблюдения удалось зафиксировать смещение одних геологических стресс-индикаторов другими дизъюнктивными нарушениями, что позволило определить относительную последовательность формирования структур.

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

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

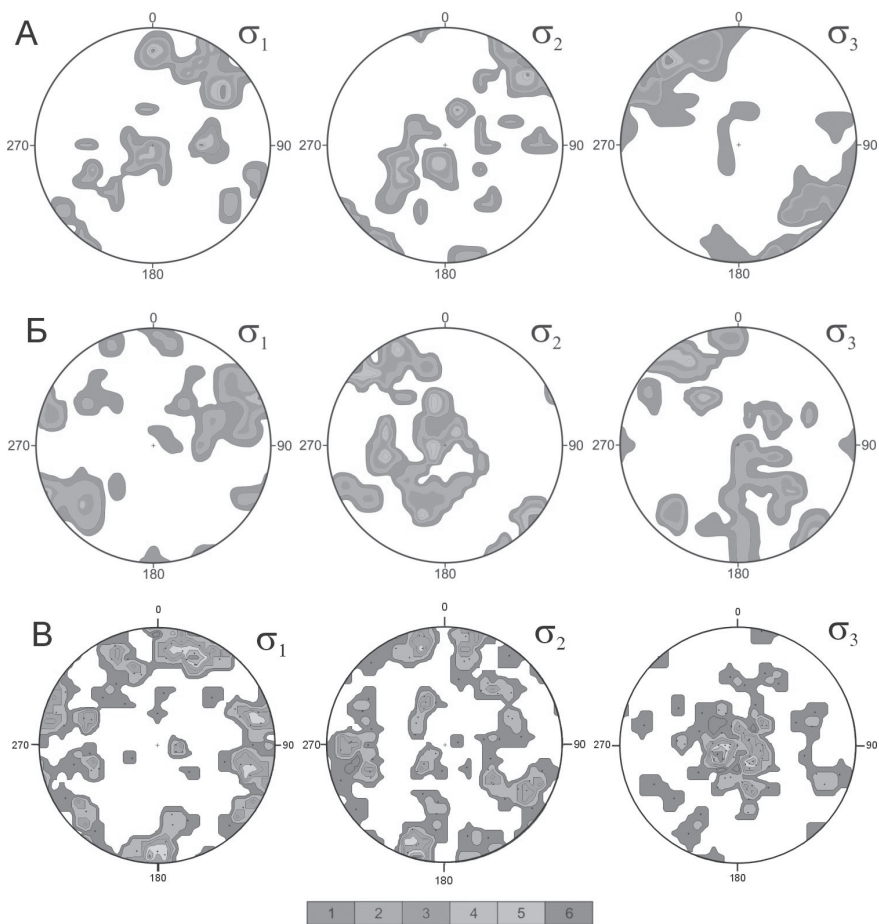


Рис. 1. Ориентировка осей главных напряжений для локальных стресс-тензоров на западном (А) и восточном (Б) побережье полуострова Шмидта, а также на территории Центрального Сахалина (В). На стереограммах (проекция верхней полусферы) показаны выходы осей главных напряжений: σ_1 – растяжения, σ_2 – промежуточных и σ_3 – сжатия. На шкале приведены изолинии плотности концентрации соответствующих осей

Данные проведенной реконструкции показывают, что на западном и восточном побережьях п-ва Шмидта отмечается пологое положение осей максимального сжатия ориентированных в СЗ-ЮВ направлении (рис. 1). Оси растяжения на западном побережье в северной части Пильского разреза направлены ортогонально берегу с простираем ЮЗ-СВ, а в южной

его части часто имеют субвертикальное положение. Оси σ_2 образуют обратную картину – в северной части они субвертикальны, а на юге вблизи устья р. Пильво имеют ЮЗ-СВ направление. На восточном побережье п-ва Шмидта ориентировки осей максимального сжатия разнообразнее. Преобладает СЗ-ЮВ положение осей, довольно много меридиональных и СВ-ЮЗ направлений. Кроме того, довольно много локальных стресс-тензоров с субвертикальным положением оси максимального сжатия. Оси девиаторного растяжения вытянуты здесь в ВСВ направлении. Для Центрального Сахалина характерна субвертикальная ориентация оси максимального сжатия, а также субмеридиональное направление осей растяжения и промежуточного сжатия.

На полуострове Шмидта среди типов напряженного состояния преобладают обстановки горизонтального сдвига (сдвиговый тип деформирования). Для всей территории Центрального Сахалина наиболее характерны обстановки горизонтального растяжения, реже горизонтального сдвига и горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом (рис. 2). При этом в приосевой и восточной части Центрального Сахалина особенно заметно преобладание горизонтального растяжения. Для западной части острова возрастает роль горизонтального сжатия и сдвига. Полученные в результате исследований данные говорят о возрастании роли обстановки горизонтального растяжения по направлению к впадине Охотского моря.

Для Южного Сахалина и южной части Центрального Сахалина ранее установлено региональное поле напряжений (в обстановке горизонтального сдвига) с устойчивой субширотной ориентацией оси сжатия и субмеридиональной осью растяжения, установленное по данным реконструкции более 50 локальных стресс-тензоров [6]. Полученные нами свидетельства

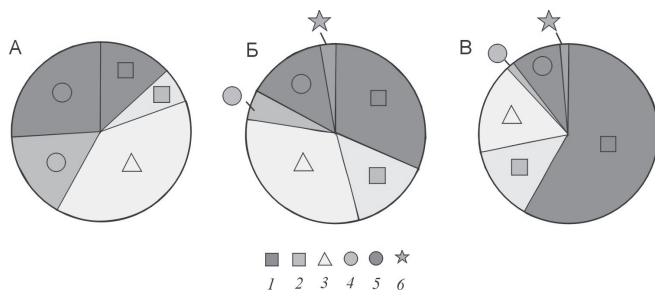


Рис. 2. Диаграммы соотношения типов напряженного состояния на западном (А) и восточном (Б) побережье п-ва Шмидта, а также на территории Центрального Сахалина (В): 1 – горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; 5 – горизонтальное сжатие; 6 – сдвиг в вертикальной/горизонтальной плоскости

значительных вариаций напряженного состояния на п-ве Шмидта, как в латеральном плане, так и возможно во временном интервале за относительно небольшой период после осадконакопления – миоцен–антропоген, могут указывать на значительную тектоническую активность новейших структур. На отличающуюся от Южного и Центрального Сахалина обстановку указывает и изменение простирания этой части острова в СЗ направлении (относительно в целом меридионального простирания Сахалина). Предполагается, что это может быть связано с активным развитием впадины Дерюгина в Охотском море непосредственно восточнее п-ва Шмидта [5]. Обстановка горизонтального растяжения в этой части полуострова подтверждается наличием отрывных структур, которые параллельны побережью и нарушают наблюдаемые зеркала скольжения [2]. Причем если для Пильского разреза оси растяжения ориентированы ортогонально западному побережью и склону расположенной на востоке впадины Дерюгина, то на Хейтонском разрезе оси растяжения ориентированы несколько косо к изгибу побережья, но также ортогонально основной линии побережья п-ва Шмидта и уступу впадины. На подобную геодинамическую обстановку современного напряженного состояния в этой части акватории Охотского моря указывают и определения напряженного состояния по механизмам очагов землетрясений: в двух очагах землетрясений, произошедших между указанной впадиной и п-вом Шмидта (к северо-востоку от него), восстановлены обстановки горизонтального сдвига с северо-восточным направлением оси T , не свойственные для остальной территории Сахалина [1].

Первопричины особой ориентировки оси максимального сжатия для п-ва Шмидта (ССЗ ориентации) могут стать направлением последующих исследований и тектонических построений. Вариантами объяснений подобной аномалии, по нашему мнению, может служить расположение п-ва Шмидта в концевой (граничной) части региональной сдвиговой зоны. Полученные результаты тектонофизических исследований предваряют анализ по сейсмологическим данным, которых в настоящее время еще недостаточно для этой части Сахалина для проведения подробной реконструкции тектонических напряжений.

Авторы благодарны ООО «РН-СахалинНИПИморнефть» за организацию полевых исследований на п-ве Шмидта. Исследования проведены при финансовой поддержке госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Коновалов А.В., Нагорных Т.В., Сафонов Д.А. Современные исследования механизмов очагов землетрясений о. Сахалин. Владивосток: Дальнаука, 2014. 252 с.

2. Маринин А.В., Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Каменев П.А., Костров Ю.В., Бондарь И.В., Гордеев Н.А., Дегтярев В.А. Реконструкция тектонических напряжений на полуострове Шмидта (Сахалин) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. 52. С. 73–88.

3. 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.

4. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.

5. Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П. Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море) // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 4. С. 3–8.

6. Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В., Саввичев П.А. Неотектоника и тектонические напряжения острова Сахалин // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 181–202.

В.А. Маслов¹, Н.В. Родионов², Д.М. Воробьев³

Новые данные о строении и докембрийской эволюции горного обрамления западного борта ледника Денмана (Восточная Антарктида): первый палеоархейский возраст тоналитовых гнейсов, пан-африканский гранитоидный магматизм

Исследуемый регион охватывает горные районы крупнейшей системы ледников Денмана-Скотта в пределах Земли Королевы Мэри Восточной Антарктиды. Это – отдельные мелкие острова, плато, изолированные утесы и нунатаки западного борта Денмана на полуостровах Мелба, Дейвис и южнее в истоках ледника (рисунок, а). Западное горное обрамление ледника, из-за географической удаленности и малодоступности, до по-

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

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

³ Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Ломоносов, Санкт-Петербург, Россия

следнего времени оставалось практически не изученным. В 2018 г. были осуществлены геологические работы на о. Хиппо, Безымянное плато (название авторов), г. Уотсон, о. Чугунова.

В пределах региона выделены три крупные структурно-тектонические области:

– палео-неоархейская гранулитогнейсовая провинция Шарко, включающая палео-мезоархейский комплекс Дейвис (3400–3000 млн лет), выделенный нами на основе новых геохронологических данных и охватывающий площади полуостровов Мелба и Дейвис;

– неоархейский гранито-гнейсовый комплекс Обручева (~2690–2641 млн лет [4]), расположенный на холмах Обручева и достигающий южной окраины оазиса Бангер (восточный борт лед. Денмана);

– провинция Уилкса – крупный аккреционно-коллизийный энсиматический подвижный пояс мезопротерозойского возраста (1500–1150 млн лет), протягивающийся на восток через оазис Бангера до островов Уиндмилл и включающий мезопротерозойский вулканогенно-осадочный комплекс Бангер [1].

Для определения геологических этапов формирования континентальной коры террейна Дейвис и провинции Шарко в целом, корреляции с соседними структурно-формационными областями, были оценены возрасты кристаллизации и тектоно-термальной переработки протолитов метаморфических пород, интрузивных гранитоидных образований, ранее не датированных.

Площадь развития выделенного комплекса Дейвис ранее, в силу весьма малой изученности, определялась как «Ортогнейсы мыса Шарко» («кратон Шарко»), на основе единственной датировки тоналитового ортогнейса с одноименного мыса с возрастом кристаллизации протолита 3003 ± 8 млн лет и последующим метаморфизмом 2889 ± 9 млн лет назад (U-Pb, SHRIMP, [3]).

Комплекс Дейвис представляет собой реликт архейского протократона, подобный другим гранулитогнейсовым ядрам ранней консолидации Антарктического щита, как в гранит-зеленокаменной Рукерской области юга ледника Ламберта, гранулит-чарнокит-эндербитовом Нейпирском блоке Земли Эндерби или оазисе Вестфолль [2]. Комплекс сложен полосчатыми, мигматитовыми ($\pm Px$)-Vt-Amf гнейсами до послонных мигматитов с будинированными субсогласными лентами, силлами и линзами метабазитов (амфиболитов, Vt-Amf кристаллосланцев), перидотитов, оливинсодержащих метапироксенитов, распространенных на ск. Джонс, о. Хиппо, м. Шарко, п-ове Дейвис [4, 5]. Все породы интродуцированы плутонами, жилами и дайками раннекембрийских гранитоидов.

Палео-мезоархейский комплекс Дейвис. Впервые исследованное *Безымянное плато (п-ов Дейвис)* сложено мигматизированными, полосча-

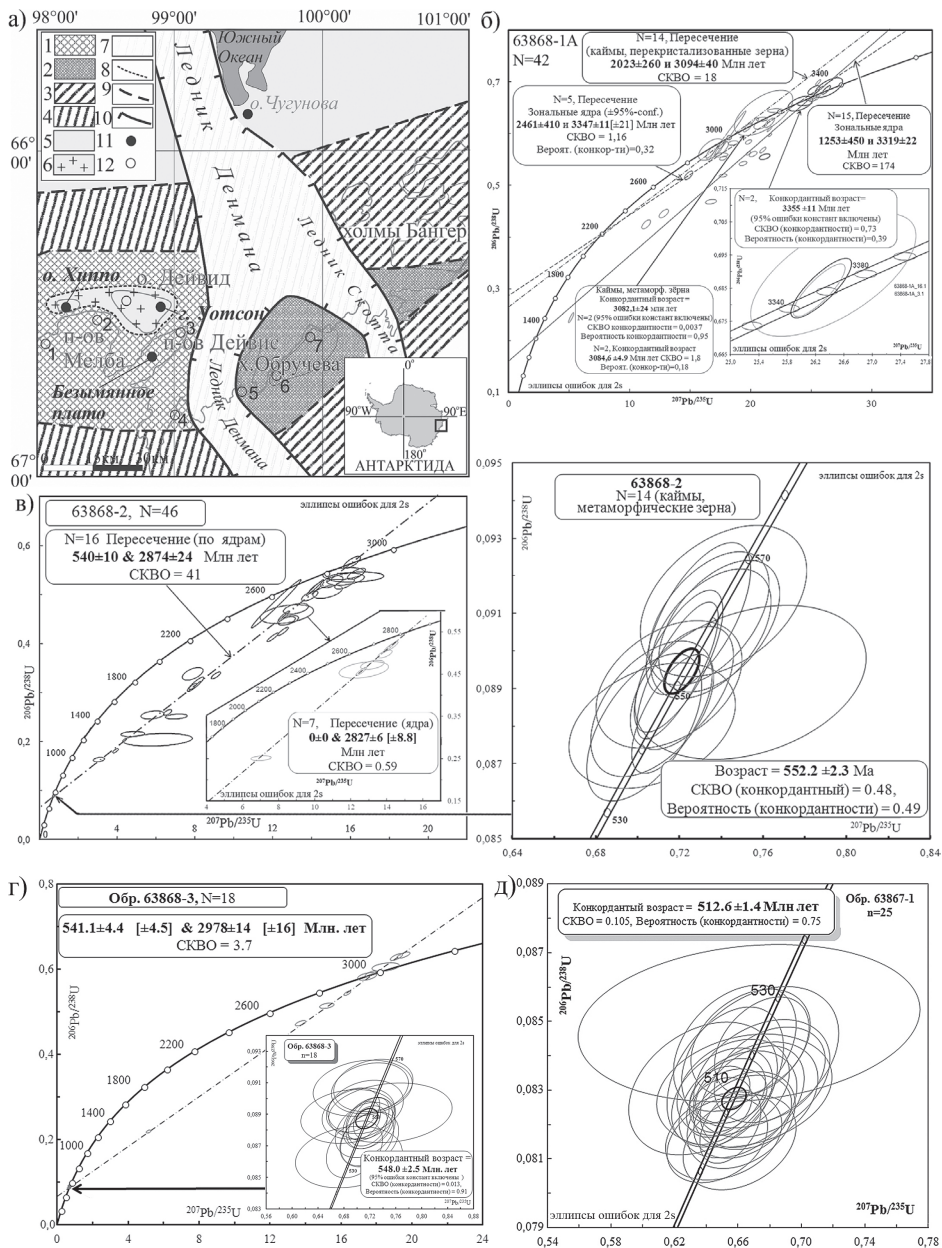
тыми, лейкократовыми Vt (тоналитовыми) гнейсами, гранитогнейсами с субсогласными пластообразными и лентовидными телами ($\pm OI$, $\pm PI$)-Hbl-Vt-Orx-Crx гранулитов (метапироксенитов), и секущими метаморфиты жилами палеозойских гранитоидов (лейкогранитов, аплитов).

Образец 63868-1а представлен лейкократовым Vt плагиогнейсом, по химическому составу отвечает плагиограниту. Среди цирконов преобладают прозрачные слабоокрашенные зёрна, главным образом, призматические со значительно скругленными гранями пирамид или изометричного габитуса ($K_{удл} > 2$ (2.5–5)). КЛ (катодо-люминесценция) выявила сложную структуру зёрен с наличием ядер и кайм различной морфологии. Ядра в большинстве обладают призматическим габитусом, с ограничением из сочетаний скругленных дипирамид. Для ядер характерна отчетливая осцилляторная концентрическая зональность, свидетельствующая о магматическом генезисе цирконов. Отмечается два типа метаморфических кайм, как результат перекристаллизации циркона.

Всего было выполнено 42 анализа по различным частям 30 зёрен, из них 14 значений оказались дискордантными (рисунок, б). По остальным 13 анализам зональных ядер и 15 по новообразованным цирконам и каймам был оценен возраст плагиогнейса. По 2 ядрам зерен получен конкордантный возраст 3355 ± 11 млн лет, который интерпретируется как время кристаллизации магматического протолита ортогнейсов. Замеры по 15 каймам и метаморфическим (тёмным, незональным) зернам дали $^{207}Pb/^{206}Pb$ -возраст в пределах 2886–3131 млн лет. Линия регрессии (14 изм.) имеет верхнее пересечение с возрастом 3094 ± 40 млн лет. По 2 значениям получен конкордантный возраст – 3084.6 ± 5 млн лет, который интерпретируется как время мезоархейского тектоно-термального события.

В образце 63868-2 (оливинсодержащий Vt-Hbl метапироксенит) в выборке 46 цирконов преобладают прозрачные, слабоокрашенные изометричные зёрна или со слабо выраженной огранкой округленных дипирамид, $K_{удл} = 1-4$. Снимки КЛ выявляют несколько типов зональности роста: широкополосную концентрическую, мозаичную и секториальную. На части зёрен выявлены внешние осцилляторные каймы. Морфология и внутренняя структура большинства зерен циркона (за искл. 10) предполагает его метаморфогенную природу. По ядрам зерен получены значения $^{207}Pb/^{206}Pb$ -возраста в широком временном интервале $1296 \pm 6.6-2984 \pm 16$ млн лет. Все значения оказались дискордантными. Линии регрессии по 16 и 7 анализам дают верхние пересечения в 2874 ± 24 и 2827 ± 6 млн лет соответственно, интерпретируемые как время синтетктоического внедрения протолитов метапироксенитов (перекристаллизации унаследованных зерен, кристаллизации магматического протолита). 14 измерений, выполненные по внешним каймам и метаморфическим зернам сформировали конкордантную группу с возрастом 552 ± 2.3 млн лет, соот-

носимым со временем Пан-Африканского тектоно-термального события (рисунок, в).



Комплекс позднеэдиакарско-раннекембрийских гранитоидов. На *Безымянном плато (п-ов Дейвис)* по обр. 63868-3, представляющему жилу биотитсодержащего лейкогранита, секущую тоналитовые гнейсы, выполнено 32 анализа по 21 циркону. Это прозрачные, коротко-среднепризматические зёрна циркона, (суб-)идiomорфные, без трещин, главным образом с секториальной зональностью. Такая морфология кристаллов типична для магматического генезиса цирконов. Отмечено 10 унаследованных ядер (незональные и темные в КЛ), заключенных в широкие зональные оболочки. По 18 анализам (с учетом унаследованных ядер) была построена линия регрессии с верхним пересечением в 2978 ± 14 млн лет и нижним рубежом 541.1 ± 4 млн лет (рисунок, г). Верхнее пересечение трактуется как время перекристаллизации цирконов протолита. Из 23 значений магматических цирконов и оболочек 18 оказались конкордантными и образовали компактный кластер с возрастом кристаллизации лейкогранита – 548 ± 2.5 млн лет.

Остров Хиппо, Гора Уотсон. Вблизи северной оконечности полуострова Мелба интрузии гранодиоритов–граносиенитов о. Хиппо и Дейвид совместно с установленными к югу выходами габбродиоритов и лейконоритов, представляют собой блоки сложного магматического комплекса габбро-диорит-гранодиоритовой формации. О. Хиппо сложен Amf-Vt гранодиоритами, с узкими секущими жилами светло-розовых лейкоплагиогранитов. Гора Уотсон – однородный гранитоидный плутон, сложенный сиенитами-граносиенитами.

Изученные цирконы имеют общую морфологию, характерную для магматических зерен и представлены главным образом (суб-) идиоморфными длиннопризматическими ($K_{\text{удл}} = 2-4.5$) кристаллами с осциллятор-

Рисунок. Структурно-тектоническая схема горного обрамления ледника Денмана и геохронологическая характеристика (а) и изотопные U–Pb-диаграммы с конкордией для изученных цирконов (б–д).

На (а): 1 – архейский гнейсовый комплекс Дейвис; 2 – неархейский комплекс Обручева; 3 – провинция Уилкса, подвижный пояс оаз. Бангера; 4 – предполагаемая область развития мезопротерозойской Рейнерской провинции; 5 – недифференцированные области под шельфовым ледником Шеклтона, 6 – кембрийские субшелочные гранитоиды; 7 – область развития выводного ледника Денмана; 8 – предполагаемые границы провинций и комплексов (террейнов); 9 – предполагаемые геологические границы; 10 – предполагаемые границы рифтовой системы ледника Денмана; 11 – посещенные горные объекты, 2018 г. (о. Чугунова представлен флювиогляциальными, делювиальными отложениями); 12 – горы и острова в пределах региона : 1 – скалы Джонс, 2 – м. Шарко, 3 – м. Жерлаша, 4 – скалы Поссешн, м. Харрисон, 5 – м. Джонс; 6, 7 – холмы Обручева; 6 – холмы Крайние, 7 – м. Ходли

ной, иногда широко-полосной зональностью. В Amf-Bt гранодиорите 63867-1 (о. Хиппо) все выполненные 25 анализов зерен циркона оказались конкордантными и сформировали компактную группу с возрастом 512.6 ± 1.4 млн лет, который интерпретируется как время кристаллизации магмы (рисунок, д). В образце биотитового граносиенита (г. Уотсон) было выполнено 17 анализов зерен. По 12 конкордантным значениям получен возраст кристаллизации гранитоидных магм – 518.8 ± 5.4 млн лет.

Выводы

Наиболее древние породы палео-мезоархейского комплекса Дейвис представлены плагиогнейсами, возраст кристаллизации магматического протолита которых составляет 3355 ± 5.4 млн лет. Датирование метаморфических зерен и кайм цирконов плагиогнейса, а также унаследованных ядер циркона из эдиакарской гранитной жилы показывает возрастной интервал древнего мезоархейского метаморфического события ~ 3100–3000 млн лет.

Наличие в составе террейна Дейвис метаморфизованных ультраосновных–основных интрузий характерно для областей с развитием дивергентных процессов и говорит о возможном рифтогенезе палеоархейской коры на рубеже мезо-неоархея (2900–2800 млн лет), как предполагается для некоторых архейских блоков Восточной Антарктики. Минимальное время кристаллизации магматического протолита при синтетектоническом внедрении метапироксенитов оценивается в 2827 ± 6 млн лет. Формирование жильных гранитоидов и граносиенит-гранодиоритовых плутонов с возрастом кристаллизации циркона в интервале 545–510 млн лет сопоставляется с временем проявления Пан-Африканского тектоно-термального события, как завершающей стадии корообразования.

Комплекс Дейвис представляет собой гранито-гнейсовую область палеоархейского заложения с возрастными реперами, указывающими на этапы гранулитового и амфиболитового метаморфизма (мезоархейские и раннекембрийский), и значительно отличается от восточного борта ледника Денмана, где до сих пор не установлено свидетельств Пан-Африканских тектоно-термальных событий.

Докембрийская эволюция протократона Дейвис и провинции Шарко в целом, в значительной мере подобна развитию палео-мезоархейских доменов в пределах Восточно-Антарктического кратона. Палеоархейский возраст комплекса Дейвис весьма близок времени становления древних террейнов Индии и Австралии, что позволяет сопоставлять этапы геологического развития региона с эволюцией раннеархейских кратонных блоков Сингхбум, Бастар и Йилгарн, в том числе на стадиях формирования суперконтинентов Родинии и Гондваны в месте предполагаемого тройного

сочленения архейских кратонов, разделенных впоследствии орогенами Восточно-Гатским и Албани-Фрейзер.

Литература

1. *Tucker N.M., Hand M., Clark C.* The Bunge Hills: 60 years of geological and geophysical research // *Antarctic Science*. 2020. № 32(2). P. 85–106.
2. *Каменев Е.Н., Маслов В.А., Семенов В.С., Куринин Р.Г., Михайлов В.М., Алексеев Н.Л., Каменев И.А., Семенов С.В.* Структура и метаморфизм Антарктического щита // *Геотектоника*. 2013. № 2. С. 58–75.
3. *Black L.P., Sheraton J.W., Tingey R.J., McCulloch M.T.* New U-Pb zircon ages from the Denman Glacier area, East Antarctica, and their significance for Gondwana reconstruction // *Antarctic Science*. 1992. № 4. P. 447–460.
4. *Daczko N.R., Halpin J.A., Fitzsimons I.C.W., Whittaker J.M.* A cryptic Gondwana-forming orogen located in Antarctica // *Scientific Reports*. 2018. 8. 8371.
5. *Sheraton J.W., Tingey R.J., Oliver R.L., Black L.P.* Geology of the Bunge Hills–Denman Glacier region, East Antarctica // *Australian Geological Survey Organisation Bulletin*. 1995. V. 244. 124 p.

И.В. Медведь^{1,2}, И.Ю. Кулаков²

Природа глубинных механизмов под Аравийско-Евразийской коллизионной зоной, Тянь-Шанем и Памиром-Гиндукушем

Мантийные процессы, происходящие в коллизионных зонах, являются причиной множества тектонических и геодинамических процессов на поверхности, вызывающих высокий уровень сейсмической активности. Согласно исследованиям сейсмической томографии, стало известно, что под зонами коллизии некоторых регионов происходит отслоение мантийной части континентальной литосферы от коры, дальнейший отрыв и погружение в мантию, что также называется деламинацией. В рамках настоящей работы были взяты модели сейсмической томографии верхней мантии под Памиром–Гиндукушем (ПГКЗ) [6], Тянь-Шанем (ТШКЗ)

¹ Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия

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

[6], Аравийско-Евразийской коллизионной зоной (АЕКЗ) [7], а также дополнительно были построены модели литосферы некоторых областей, относящихся к этим регионам, а именно: Восточной Анатолии [8], Киргизского Тянь-Шаня [9], Памира-Гиндукуша.

Далее был произведен сравнительный анализ разномасштабных 3D сейсмотомографических моделей коры и верхней мантии под исследуемыми областями, который показал:

1) под всеми исследуемыми областями наблюдается погружение высокоскоростных аномалий мощностью 150–200 км под коллизионную зону в мантию, которые соответствуют мантийной части литосферы плит, участвующих в коллизии. Однако, характер погружения высокоскоростных аномалий, относящихся к мантийным частям литосферы, имеет различия.

2) Под корой коллизионных зон расположена крупная низкоскоростная аномалия, которая может свидетельствовать о частичном или полном отсутствии мантийной части литосферы, либо с химическими неоднородностями, процессами плавления и разуплотнения при коллизионных процессах. Отличительной чертой являются размеры и формы низкоскоростных аномалий.

3) Структура коры исследуемых регионов представлена в виде двух аномалий, лежащих одна под другой: верхняя кора выделяется в виде высокоскоростного слоя мощностью 20–25 км, нижняя кора выделяется в виде низкоскоростной аномалии сейсмических волн. Пониженные скорости нижней коры могут быть связаны с разогревом корней коры горячим астеносферным материалом, либо другим термохимическим процессом.

Метод сейсмической томографии для изучения коллизионных зон дает понимание только о современной глубинной структуре региона, поэтому для изучения истории формирования этой структуры было необходимо привлекать другие методы исследования. Одним из таких методов является математическое моделирование. Согласно исследованиям математического моделирования, был показан ряд факторов, выступающих триггерами процесса деляминации:

1) критический уровень сжатия. Чем скорость сжатия выше, тем быстрее пойдут фазовые переходы в утолщенной коре, которые ведут к ускорению процессов деляминации [4].

2) эклогитизация в нижней коре. При погружении нижней (базальтовой) части коры на глубину более 50 км, происходят фазовые превращения, которые ведут к образованию более плотного эклогита [1, 2].

3) адвекция или конвекция горячей астеносферы [5].

4) предшествующая коллизии субдукция. После закрытия зоны субдукции океаническая кора, погружаясь в мантию, увлекает за собой часть мантийной литосферы континентальной плиты, тем самым форсируя процесс деляминации [10].

5) плюмовые процессы. Согласно численному моделированию [3], плюм, образованный в мантии, поднимаясь к литосфере может привести к опусканию нижней части мантийной литосферы до глубины 400–500 км.

Анализ результатов математического моделирования отдельных факторов, влияющих на деламинацию, в совокупности с данным эволюции регионов и их современных моделей сейсмической томографии дает возможность утверждать о том, что процесс отслоения мантийной части литосферы от коры происходил по совершенно разным сценариям. Так, процесс деламинации в регионе АЕКЗ, главным образом, был инициирован предшествовавшей субдукцией Тетиса. Дополнительными причинами выступили скорость сближения плит, а также эклогитизация нижней коры. Деламинация под ПГКЗ была вызвана высокой скоростью движения Индийской плиты, а также погружением океанической плиты Катаваза. Кроме того, в последствии коллизионных процессов свою роль сыграл и процесс эклогитизации. Для деламинации под ТШКЗ сложно выделить определенные триггеры инициации процесса и его продолжения. Ясно только, что в настоящее время в ТШКЗ имеет место фактор сжатия и эклогитизация нижней коры. Вопрос о существовании плюма под Таримом и Тянь-Шанем остается открытым.

Литература

1. *Austrheim H.* Eclogite formation and dynamics of crustal roots under continental collision zones // *Terra Nova*. 1991. V. 3. N 5. P. 492–499.
2. *Bird P.* Formation of the Rocky Mountains, western United States: a continuum computer model // *Science*. 1988. V. 239. № 4847. P. 1501–1507.
3. *Cloetingh S., Koptev A., Kovács, I., Gerya T., Beniest A., Willingshofer E.* et al. Plume-induced sinking of intra-continental lithospheric mantle: an overlooked mechanism of subduction initiation? // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2021. V. 22. P. e2020GC009482. <https://doi.org/10.1029/2020GC009482>
4. *England P., Houseman G.* Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 1989. V. 94. N B12. P.17561–17579.
5. *Kay R.W., Kay S.M.* Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V. 219. N 1-3. P. 177–189.
6. *Koulakov I.* High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travelttime data // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2001. V. 116. N B4. P. B04301.
7. *Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V.* Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2012. V. 3. P. 327–337. <http://dx.doi.org/10.5194/se-3-327-2012>.

8. *Medved I., Polat G., Koulakov I.* Crustal structure of the Eastern Anatolia region (Turkey) Based on Seismic Tomography // *Geosciences*. 2021. V. 11. N 2. P. 91. <https://doi.org/10.3390/geosciences11020091>
9. *Medved I., Bataleva E., Buslov M.* Studying the depth structure of the Kyr-gyz Tien Shan by using the seismic tomography and magnetotelluric sounding methods // *Geosciences*. 2021. V. 11. N 3. P. 122. <https://doi.org/10.3390/geosciences11030122>
10. *Toussaint G., Burov E., Avouac J.P.* Tectonic evolution of a continental collision zone: a thermomechanical numerical model // *Tectonics*. 2004. V. 23. N 6. P. TC6003.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Агибалов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А.</i> Оценка степени тектонической раздробленности земной коры Северо-Западного Кавказа и Предкавказья на базе нового методического подхода	3
<i>Артюшков Е.В., Чехович П.А.</i> Девонское погружение земной коры в Московской синеклизе как следствие инфильтрации в литосферу глубинных поверхностно-активных флюидов	6
<i>Архипова Е.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д., Коваленко М.А.</i> Системная взаимосвязь сейсмичности островных дуг Юго-Восточной Азии	10
<i>Астафьев Д.А.</i> Возможности совершенствования концепций бассейногенеза и геодинамики Земли	15
<i>Аухатов Я.Г., Антонов В.А.</i> Памяти геолога тектониста Р.Н. Валеева – к 90-летию со дня рождения	20
<i>Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В.</i> Эволюция полей тектонофизических напряжений и динамической топографии в процессе суперконтинентального цикла	24
<i>Белов С.В., Шестопалов И.П.</i> Современный сейсмотектонический процесс: пространственно-временные проявления и прогноз развития	28
<i>Белошей В.Э., Сычев С.Н., Тучкова М.И., Лебедева О.Ю.</i> Литогеохимия девонских карбонатов в пределах Омулевского и Рассошинского террейнов Верхояно-Колымской складчатой области	32
<i>Бергаль-Кувикас О.В., Буслов М.М., Бушенкова Н.А., Долгая А.А.</i> Особенности проявления вулканизма и структура слэба в зоне перехода между Камчатской активной окраиной и Курильской островной дугой	35
<i>Бискэ Ю.С., Конопелько Д.Л.</i> Малые блоки континентального докембрия в палеозоидах юго-западного Тянь-Шаня	38
<i>Боголюбский В.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> Структурная сегментация и тектоническое строение Северной и Восточной рифтовых зон Исландии	43
<i>Божко Н.А.</i> Тектоническая эволюция восточной части Балтийского щита на фоне суперконтинентальной цикличности	47

<i>Бондаренко В.И., Рашидов В.А.</i> О роли различных факторов рельефообразования в формировании подводного рельефа Матуа-Симуширского звена Курильской островной дуги.....	51
<i>Боровков Н.В., Лейченко Г.Л.</i> Корреляция докембрийских комплексов горных пород и геодинамических событий Антарктиды и Австралии в контексте становления Родинии.....	56
<i>Бочкарёв В.С.</i> Особенности тектоники и геодинамические аспекты нефтегазоносности Западно-Сибирской геосинеклизы.....	60
<i>Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хромых С.В.</i> Смещения магм в гранитоидах Северо-Восточного Казахстана: геодинамика, петрогенезис	65
<i>Буслов М.М.</i> Геодинамики формирования Северной Евразии в позднем неопротерозое – палеозое	68
<i>Бяков А.С., Ведерников И.Л., Хасанов И.М.</i> Лежачие складки северной периферии Балыгычанского блока (Северо-Восток России): локальное явление или проявление общих закономерностей формирования дислокаций при процессах коллизии?.....	72
<i>Веклич И.А., Левченко О.В., Иваненко А.Н., Турко Н.Н.</i> Тектоника Восточно-Индийского хребта в районе 5° с.ш. (по результатам полигонной съемки 42 рейса НИС «Академик Борис Петров»)	75
<i>Веселовский Р.В., Фетисова А.М.</i> Первый надёжно датированный позднепермский палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы, полученный по осадочным породам разрезов Сухоборка и Сосновка (р. Ветлуга).....	79
<i>Ветров Е.В., Пихутин Е.А., Ветрова Н.И.</i> Палеозойская эволюция земной коры Тувинского сегмента ЦАСП по данным комплексных исследований гранитоидов Таннуольского террейна	82
<i>Владимиров В.Г.</i> Регламент структурно-петрологического картирования	85
<i>Водозовов В.Ю., Лейченко Г.Л., Егоров М.С., Гонжуров Н.А., Боровков Н.В.</i> Ключевой мезопротерозойский палеомагнитный полюс Восточной Антарктиды и его значение для палеотектонических реконструкций Родинии и Гондваны.....	89

<i>Войнова И.П., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Зябрев С.В., Кудымов А.В., Архипов М.В.</i> Вулканы Ниланского террейна (петрогеохимия, палеомагнетизм, тектонические выводы).....	94
<i>Волков А.В., Галямов А.Л., Лобанов К.В.</i> Влияние глубинного строения земной коры на металлогеническую специализацию складчатого обрамления Сибирской и Восточно-Европейской платформ.....	98
<i>Володина Е.А., Тевелев Ал.В., Борисенко А.А., Коптев Е.В., Шестаков П.А., Правикова Н.В., Новикова А.С.</i> Первые результаты U-Pb датирования обломочного циркона из азмской свиты среднего карбона (Южный Урал, Предуральский краевой прогиб).....	104
<i>Гаинцев И.А., Борисенко А.А., Тевелев А.В.</i> Состав, строение и условия формирования ярлыкаповской свиты Западно-Магнитогорского палеовулканического пояса.....	107
<i>Ганелин А.В., Лучицкая М.В., Маскаев М.В.</i> Геодинамические условия формирования вулканизма Дарпирской зоны Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (УЯВП) (Северо-Восток Азии).....	111
<i>Голионко Б.Г.</i> Складчатые парагенезы суваянского комплекса и его обрамления, соотношение структур зоны Уралтау, Зилаирского синклиория и Сакмарского аллохтона (Южный Урал).....	115
<i>Гонгальский Б.И.</i> Тектоно-магматические факторы формирования месторождений Удокан-Чинейского рудного района (Северное Забайкалье).....	119
<i>Горкин Г.М.</i> Закономерности распространения майкопских олистостромовых комплексов в Восточном Предкавказье.....	121
<i>Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.</i> Строение и перспективы нефтегазоносности Юрюзано-Айской впадины Предуральского прогиба.....	127
<i>Гурова А.В., Сафонова И.Ю., Перфилова А.А., Сафинский И.А.</i> Новые геохимические и изотопные данные по магматическим породам Итмурундинского и Тектурмасского складчатых поясов Центрального Казахстана.....	132
<i>Дербек И.М.</i> Положение Ланского и Галамского террейнов в структуре Монголо-Охотского орогенного пояса.....	136
<i>Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Гильманова Г.З.</i> Периодичность и некоторые геодинамические особенности формирования Си-порфировых месторождений активных окраин Тихого океана за последние 125 миллионов лет.....	140

<i>Добролюбова К.О.</i> Линзовидные расширения в активной части трансформных разломов: морфология, геодинамика, эволюция.....	144
<i>Додонов К.С., Худолей А.К., Багаева А.А., Кисельников Ю.В.</i> Этапы деформаций южного фланга зоны Главного Таймырского разлома в районе полуострова Челюскин (Северный Таймыр).....	148
<i>Дубинин Е.П., Рыжова Д.А., Чупахина А.И., Грохольский А.Л., Булычев А.А.</i> Тектоническое строение антарктического сектора Южной Атлантики.....	151
<i>Егоров А.С., Агеев А.С.</i> Тектоническое районирование и последовательность формирования консолидированной коры Северной Евразии и прилегающего шельфа.....	155
<i>Ершова В.Б., Прокопьев А.В.</i> Обломочные рутилы и реконструкция источников сноса кластики на примере верхнетриасовых и юрских отложений архипелага Земля Франца-Иосифа.....	160
<i>Жарков А.М., Комаров А.Ю., Песков Д.В., Севостьянова Р.Ф., Павлова К.А., Слепцова М.И.</i> Платформенный анализ перспектив нефтегазоносности древних континентальных плит России.....	163
<i>Жимулев Ф.И., Котляров А.В., Новиков И.С., Фидлер М.А., Поспеева Е.В., Потапов В.В.</i> Геологическое строение Неня-Чумышского прогиба и мезозойская тектоника Салаира.....	167
<i>Жимулев Ф.И., Корсаков А.В., Котляров А.В., Травин А.В., Фидлер М.А., Хуурак А.А.</i> Аламбайская офиолитовая зона Салаира (структурно-вещественная характеристика, возраст, история геологического развития).....	171
<i>Забаринская Л.П., Сергеева Н.А.</i> Пассивные континентальные окраины Северного Ледовитого океана.....	174
<i>Захаров В.Г.</i> Борозды ледникового выпахивания в прибрежных тундрах Баренцева и Белого морей.....	178
<i>Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю.</i> Зональный метаморфизм на нисходящей ветви $P-t-t$ -тренда палеозойской коллизии Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные.....	184
<i>Меркурьев С.А., Иваненко А.Н., Веклич И.А.</i> Строение и эволюция Срединно-Атлантического хребта южнее зоны разломов Чарли-Гиббс между 52° и 49° с.ш.	187

<i>Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ерофеева К.Г., Третьякова К.А.</i> Мезо-неопротерозойские осадочные последовательности Джунгарского террейна (Южный Казахстан): результаты U–Pb (LA-ICP-MS) изучения обломочных цирконов	192
<i>Каплун В.Б., Бронников А.К.</i> Глубинное строение Южного Сихотэ-Алиня по результатам полевых исследований и численного моделирования магнитотеллурических данных	196
<i>Карташов А.А., Левинунова С.П., Горлов Д.А., Корнеев А.А., Иванова С.Р.</i> Тектонический аспект формирования углеводородов в осадочном комплексе Республики Калмыкия.....	200
<i>Карякин Ю.В., Александрова Г.Н.</i> Морфология и стратиграфический возраст раннеюрских базальтовых покровов архипелага Земля Франца-Иосифа.....	204
<i>Коваленко Д.В.</i> Палеомагнетизм центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Тува, Монголия).....	209
<i>Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Плоткина Ю.В.</i> Метаморфические комплексы Центральной Азии	211
<i>Коковкин А.А.</i> Феномен глобальной голоценовой активизации континентальной коры: индикаторы и природа явления	215
<i>Колесов К.К., Летникова Е.Ф., Иванов А.В.</i> Фрагменты истории развития Каратау-Джебаглинского тектонического блока в докембрии: данные U–Pb датирования цирконов вулканомиктовых пород бақырлинской свиты.....	219
<i>Колодяжный С.Ю., Варенцов И.М., Иванов П.В., Полещук А.В., Зыков Д.С.</i> Особенности тектоники долгоживущего Среднерусского пояса внутриплитных деформаций	223
<i>Корженкова Л.А., Корженков А.М., Макеев В.М., Стрельников А.А.</i> Сейсмотектонические особенности Каджи-Сайского хвостохранилища.....	228
<i>Кортаев М.В., Тверитинова Т.Ю., Кизяков А.И., Чиждова Е.Р., Правикова Н.В., Лыгина Е.А.</i> Геомеханическое моделирование трещиноватости разреза Сувлу-Кая, Юго-Западный Крым	230
<i>Котлер П.Д., Хромых С.В., Куликова А.В., Пенкина В.А., Волосов А.С.</i> Гранитоиды зоны сочленения каледонид и герцинид Восточного Казахстана: этапы формирования, состав, геодинамическая интерпретация.....	232

<i>Котляров А.В., Дмитриева Н.В., Сафонова И.Ю., Яковлев А.В., Симонов В.А.</i> Параметры глубинных магм, ответственных за формирование базальтовых комплексов острова Сулавеси, Индонезия.....	235
<i>Кочнев Б.Б., Быкова Н.В., Иванова Н.А., Изох О.П., Карлова Г.А., Каурова О.К., Кузнецов А.Б., Марусин В.В., Покровский Б.Г., Прияткина Н.С., Худoley А.К.</i> Докембрий Игарского поднятия (северо-запад Сибирской платформы)	239
<i>Криволицкая Н.А., Долгаль А.С., Коньшев А.А., Свирская Н.М.</i> Тектоно-магматические факторы образования норильских месторождений.....	243
<i>Кузин А.М.</i> Сравнительный анализ распределения неоднородностей в консолидированной коре месторождений углеводородов восточной части ВЕП.....	246
<i>Кузнецов Н.Б., Колодяжный С.Ю., Романюк Т.В.</i> Результаты U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона из пород шокшинской свиты Южно-Онежской впадины	251
<i>Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Сатановский К.К., Брянский Н.В., Дубенский А.С.</i> Геология острова Русский (архипелаг Норденшельда)	255
<i>Куликова А.В., Буслов М.М., Миннебаев К.Р.</i> Осадочные породы Кузнецко-Алтайской островодужной системы (Курайская зона юго-восточной части Горного Алтая): структурное положение, условия формирования и возраст	259
<i>Кушнарёва А.В., Худoley А.К., Алексеев Д.В.</i> Структурный анализ мезопротерозойских гранито-гнейсов западной части Северного Тянь-Шаня.....	264
<i>Латышев А.В., Бергаль-Кувикас О.В., Аносова М.Б., Латанова Е.А.</i> Палеомагнетизм миоценовых магматических образований Южной Камчатки: предварительные результаты	267
<i>Лебедев И.Е.</i> Пост-позднемеловая тектоническая эволюция Северо-Восточной Евразии по последним палеомагнитным данным Охотско-Чукотского вулканического пояса.....	271
<i>Левченко О.В., Веклич И.А., Турко Н.Н., Гесслер В.Х., Крокер Р.</i> Мозаика деформированных тектонических блоков в Центральной котловине Индийского океана	274
<i>Леднева Г.В., Сычев С.Н., Базылев Б.А.</i> Офиолитокластиты хр. Черского и геодинамическая обстановка формирования метаультрамафитов и метамафитов из источника сноса.....	278
<i>Лейченко Г.Л., Грикуров Г.Э.</i> Тектоническая карта Антарктики.....	282

<i>Леонов М.Г.</i> Альпийский Тянь-Шань: морфоструктурные аномалии и механизмы деформации фундамента	284
<i>Лиханов И.И.</i> Свидетельства гренвилльских и вальгалльских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона: гаревский комплекс Енисейского кряжа.....	288
<i>Лучицкая М.В.</i> Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка	293
<i>Мазарович А.О.</i> Оползневые процессы на вулканических постройках северо-восточной Атлантики	298
<i>Макарова Н.В., Суханова Т.В.</i> К вопросу изучения новейших структур Восточно-Европейской платформы	302
<i>Маринин А.В., Каменев П.А.</i> Данные полевых тектонофизических исследований северной части острова Сахалин.....	307
<i>Маслов В.А., Родионов Н.В., Воробьев Д.М.</i> Новые данные о строении и докембрийской эволюции горного обрамления западного борта ледника Денмана (Восточная Антарктида): первый палеоархейский возраст тоналитовых гнейсов, пан-африканский гранитоидный магматизм	311
<i>Медведь И.В., Кулаков И.Ю.</i> Природа глубинных механизмов под Аравийско-Евразийской коллизией, Тянь-Шанем и Памиром-Гиндукушем.....	317

Научное издание

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ:
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2023**

Материалы LIV Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 12.01.2023
Формат 62×94^{1/16}. Бумага офсет № 1,80 г/м
Печать офсетная. Уч.-изд. 22,0 п.л. Тираж 100 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.Яковлева, 15.