



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

**МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ**

**МОСКВА
2025**

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2025



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



Российская Академия Наук



ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2025

Материалы LVI Тектонического совещания

Москва
ГЕОС
2025

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т 76

Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. 674 с.

ISBN 978-5-89118-899-0

DOI 10.34756/GEOS.2025.17.39149

Ответственный редактор

К.Е. Дегтярев

На 1-ой стр. обложки:

*Асимметричные складки в породах ордовика в зоне сочленения
Северо- и Центрально-Таймырского поясов (бассейн р. Грустная)
(фото Д.А. Саранулова, 2024 г.)*

© ГИН РАН, 2025

© Издательство ГЕОС, 2025

Тектоническая эволюция Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России)

Омолонский кратонный террейн или массив (ОМ) – наиболее крупный фрагмент древней континентальной коры на Северо-Востоке Азии, которая рассматривается как сложно построенный ансамбль аккреционно-коллизийных структур. Докембрийская тектоническая эволюция ОМ рассматривается в связи с Сибирским кратоном, а мезозойская – в рамках эволюции Колымо-Омолонского супертеррейна [1–4]. Точное время и место откола ОМ от Сибирского кратона и последующая траектория движения практически не обсуждается. Палеомагнитные реконструкции, учитывая проблемы с определением палеодолготы, указывают лишь на то, что ОМ находился недалеко от Сибирского кратона и вращался против часовой стрелки на позднепалеозойско-мезозойском этапе [5, 6]. Разнообразный магматизм ОМ проявился, начиная с докембрия, наиболее объемными являются палеозойские интрузии анмандыканского, абкитского и булунского комплексов, а также девонские вулканиты кедонской серии [7], с которыми связаны наиболее важные металлогенические события.

Проведенные Институтом Карпинского (Санкт-Петербург) и СВКНИИ ДВО РАН (г.Магадан) в 2015–2019 гг. полевые и последующие аналитические работы в рамках ГДП-1000/3 по листам Р-57 и Q-57 позволили восполнить эти пробелы для ключевых магматических комплексов [8]. Полученный большой объем изотопно-геохронологических и геохимических данных позволил полно охарактеризовать состав главных магматических комплексов (выделить девять главных) и эволюцию магм от протерозоя до неогена [9]. В настоящем сообщении, на основании синхронизации возраста палеозойского магматизма ОМ с Вилпойским рифтом Сибирского кратона, предлагается новая схема фанерозойской плейт-тектонической эволюции ОМ.

Самые ранние проявления очковых гнейсогранитов анорогенного верхнеомолонского комплекса с возрастом около 1.9 млрд лет отражают процессы рифтогенеза и начало деструкции дорифейского фундамента с возрастом около 3.2 млрд лет [10]. Продолжающийся рифтогенез Омоло-

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

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

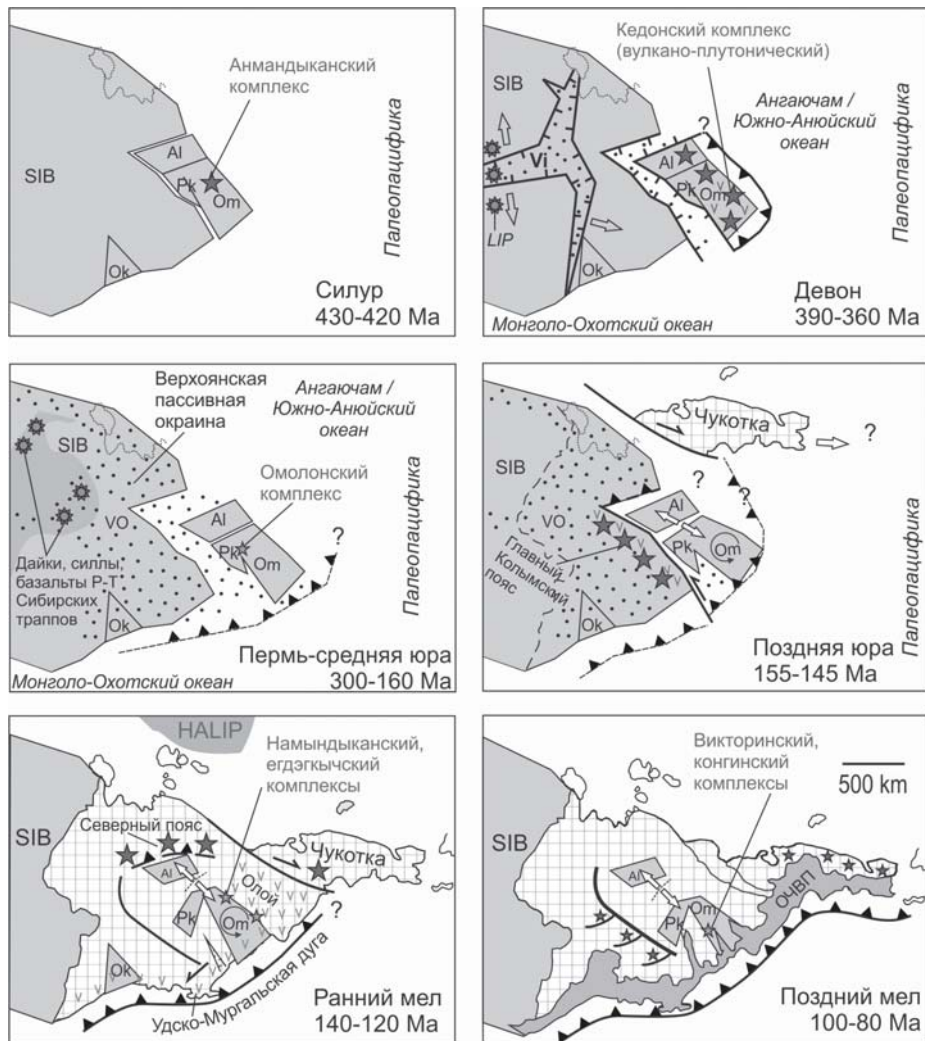


Рис. 1. Схематические палеорекострукции Северо-Востока Азии на временные срезы от силура до мела. Омолонский кратонный террейр реконструируется как фрагмент Сибирского кратона, отколовшийся в силуре–девоне и «дрейфующий» на карбон-раннемезозойском этапе в юго-восточном направлении.

SIB – Сибирский кртон, Om – Омолонский кратонный террейр, Pk – Приколымье, Ok – Охотский кратонный террейр, Al – Алазейское поднятие, Vi – Вилойский рифт, VO – Верхоянская пассивная окраина, Звездочки – значимые гранитоидные магматические пояса, точки – осадочные бассейны

на прослеживается в рифее, когда были внедрены рои даек и малых тел габбро-диабазового стрелкинского комплекса. В силуре (433–425 млн лет), в косых сколах и зонах локального растяжения ОМ происходит внедрение сиенитовых магм анмандыканского и гранитоидов абкитского комплексов. Наиболее масштабные проявления плутонического и вулканического магматизма зафиксированы на Омолоне в позднем девоне (от 375 ± 3 до 356 ± 4 млн лет), когда были сформированы известково-щелочные надсубдукционные вулcano-плутонические комплексы (булунский гипабиссальный и кедонский вулканический). Изотопный состав Sr, Nd и Pb в силурских и девонских магмах свидетельствует о выплавлении их из зрелого корового протолита в фундаменте ОМ. Ранне- и среднеюрские процессы рифтогенеза локально проявились на ОМ в виде тумминского трахибазальтового и омомонского эссексит-тешенитового комплексов. Раннемеловые (144–133 млн лет) намындыканский и егдэгкычский гранодиорит-монцитонитовые плутонические комплексы формируют зоны островодужной природы сдвигового характера на северо-восточной окраине ОМ. В сантон-кампанское время (~85–77 млн лет назад) зона раннемелового растяжения на Омолоне залечивается конгинским и викторинским известково-щелочными комплексами Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. Финальный этап магматизма в ОМ представлен локальным проявлением внутриплитного щелочно-базальтового вулканизма в интервале от 9 до 7 ± 1 млн лет назад.

Установлена синхронизация по времени проявления наиболее объемного позднедевонского надсубдукционного магматизма Омолона и базальтового LIP-магматизма Виллойского рифта. На основании анализа главных эпизодов девонского магматизма в ОМ, Верхояно-Колымском орогене и Алазейском поднятии, а также сравнения с детритовыми популяциями циркона из палеозойских песчаников севера Сибири мы реконструируем, что Омолон был отколот от северо-восточной части Сибирского кратона в силуре–девоне и перемещался к юго-востоку (в современных координатах) (рис. 1). Предполагается, что в юре–мелу образовалась обширная область растяжения и утонения земной коры в Алазейской зоне.

Исследования поддержаны грантом РФФ 20-17-00169-П.

Литература

1. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
2. Парфёнов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

3. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific. U.S. Geological Survey Open-File Report 98-754. Reston, Virginia, 1998. 125 p.

4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

5. *Didenko A.N., Bondarenko G.Y., Sokolov S.D. Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Jurassic-Cretaceous history of the Omolon massif, northeastern Russia: Geologic and paleomagnetic evidence / Miller E.L., Grantz A., Klemperer S.L. (Eds.). Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Geological Society of America Special Paper 360. 2002. P. 225–241.

6. *Kolesov E., Stone D.B.* Paleomagnetic paleolatitudes for Upper Devonian rocks of the Omolon massif, northeastern Russia. // E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer (Eds.). Tectonic Evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses // Geological Society of America Special Paper 360. 2002. P. 243–258.

7. *Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б.* Магматизм Омолонского срединного массива // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая, 1990. Т. 7, С. 17–29.

8. *Кузнецов В.М., Акинин В.В., Бяков А.С., и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштабa 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-57 – Эвенск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2022. 519 с.

9. *Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Проконьев А.В., Брусницына Е.А.* Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика. Геология и геофизика. 2024 (в печати).

10. *Акинин В.В., Жуланова И.Л.* Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675–684.

**Позднеэдиакарские ~555–540 млн лет
ледниковые диамиктиты байконурской свиты
Срединного Тянь-Шаня (Восточный Кыргызстан):
обоснование возраста по результатам U-Pb датирования
обломочных цирконов**

В неопротерозойской истории Земли хорошо обоснованы возрасты ледниковых эпох Стерт (~717–659 млн лет), Марино (~639–635 млн лет) и Гаскье (~581–579 млн лет), но сохраняются неопределённости в вопросе о возрасте оледенений позднего эдиакария (~580–542 млн лет). Ледниковые отложения, относимые к этому уровню, описаны во многих регионах, но оценки их возраста в большинстве случаев основываются на стратиграфической позиции толщ, проблематичных окаменелостях или на хемостратиграфических данных, в то время как изотопные датировки пород редки [5]. Решение вопроса о возрасте и корреляции ледниковых событий, а также о масштабах и характере оледенений требуют обоснования возрастов гляциальных отложений современными геохронологическими методами.

В западных областях Центрально-Азиатского складчатого пояса ледниковые диамиктиты предположительно позднеэдиакарского возраста наиболее широко развиты в разрезах байконурской свиты, прослеживающейся с перерывами на 1600 км от Центрального Казахстана до восточных областей Срединного Тянь-Шаня. Возраст свиты принимается по её положению в разрезе ниже пород нижнего кембрия и на основании находок проблематичных позднепротерозойских окаменелостей в гальке диамиктитов и в подстилающих отложениях. Однако, стратиграфический перерыв в кровле свиты [2, 3] и максимальный возраст седиментации ~650 млн лет, установленный по результатам датирования обломочных цирконов [1], не исключают более древний возраст пород и возможную связь диамиктитов с оледенениями Гаскье (~581–579 млн лет) или Марино (~639–635 млн лет). С целью уточнения возраста ледниковых отложе-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Кумтор Голд Компани, Бишкек, Кыргызская Республика

⁴ Казанский федеральный университет, Казань, Россия

⁵ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

ний мы провели U-Pb датирование обломочных цирконов в диамиктитах байконурской свиты в восточной части Срединного Тянь-Шаня.

Байконурская свита в изученном районе ложится согласно на пестроцветные сланцы джакболотской свиты и с резким контактом и перерывом перекрывается углистыми сланцами нижнего кембрия. В разрезе свиты преобладают филлиты с карбонатными прослоями и плавающей галькой – дробстоунами, представляющими продукты ледового разноса. В подчиненных количествах присутствуют массивные и слоистые диамиктиты с терригенным матриксом и пачки переслаивания доломитов и филлитов (рис. 1). В гальках преобладают карбонаты, отмечаются песчаники, кремнистые и метаморфические породы, эффузивы и гранитоиды. Обломки варьируют по размеру от первых миллиметров до 50 см и по степени окатанности – от угловатых до идеально окатанных [2]. Отмечаются многочисленные обломки утюгообразной формы, а также гальки с ледниковой штриховкой, характерные для гляциальных отложений. Мощность свиты изменяется от 0 до 400 м [2].

Два образца для изучения обломочных цирконов были отобраны в верхней части байконурской свиты (рис. 1) из керна разведочных скважин на южном фланге месторождения Кумтор. Образцы 1А-1 (41.842781°с.ш. 78.180037°в.д., скважина SW-10-235, интервал 121.2–121.7 м) и 1В-1 (41.842401°с.ш., 78.178769 в.д., скважина GD-20-354, интервал 90.5–92.3 м) представляют зеленовато-серые диамиктиты с мелкими гальками карбонатов, рассеянными в матриксе неясно-слоистых плохо сортированных песчаников и алевропесчаников. Обработка образцов и U-Pb (LA-ICP-MS) датирование были выполнены в Центре Геотермохронологии Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета. В каждом образце было датировано по 120 зерен циркона. В дальнейшем анализе рассматривались результаты с дискордантностью <10%.

В образце 1А-1 возрасты 110 зерен варьируют от 554±10 до 2514±56 млн лет. Выделяются четыре группы возрастов: 1) 554–592 млн лет (4 зерна) с пиком 555 млн лет, 2) 698–846 млн лет (79 зерен) с пиками 702, 742 и 816 млн лет, 3) 1621–2129 млн лет (19 зерен) с пиком 1924 млн лет и 4) 2451–2514 млн лет (4 зерна) с пиком 2459 млн лет. Единичные зерна имеют возрасты 649, 909, 992 и 2251 млн лет. Среднее значение возрастов наиболее молодых зерен, перекрывающихся в пределах погрешности (3 зерна), составляет 556±8 млн лет и в пределах ошибки совпадает с возрастом наиболее молодого пика 555 млн лет (рис. 1а).

В образце 1В-1 возрасты 111 зерен варьируют от 576±11 до 3150±48 млн лет и образуют четыре группы: 1) 576–586 млн лет (4 зерна) с пиком 582 млн лет, 2) 655–979 млн лет (86 зерен) с пиками 763 и 827 млн лет, 3) 1927–2157 млн лет (14 зерен) с пиками 1971 и 2046 млн лет и 4) 2292–2424 млн лет (3 зерна), не образующая статистически значимых пиков.

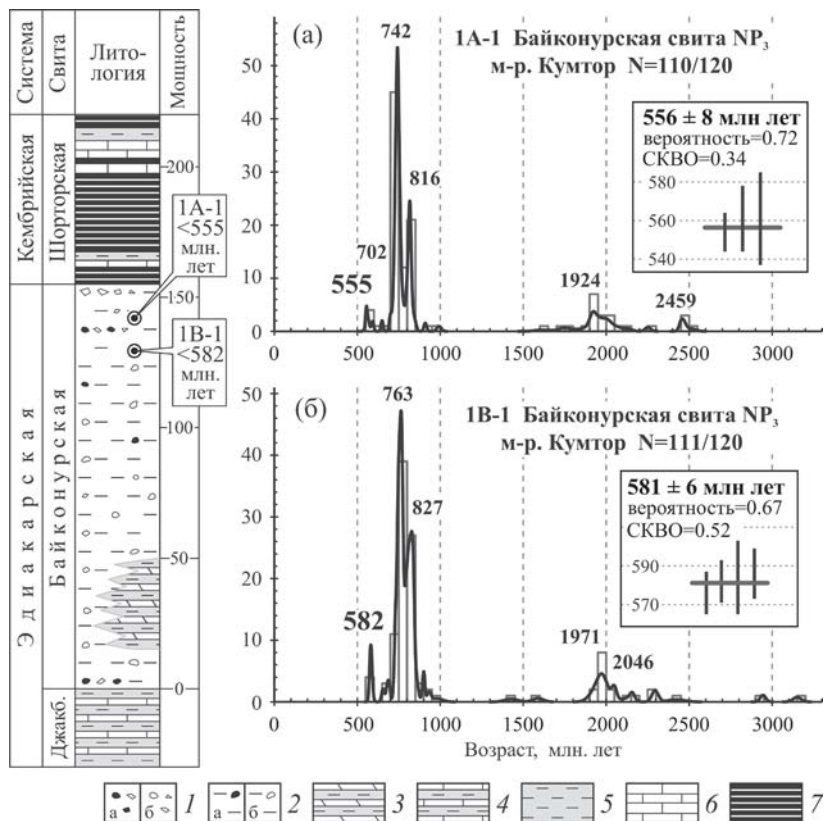


Рис. 1. Стратиграфическая колонка отложений верхнего эдиакария и нижнего кембрия Срединного Тянь-Шаня в районе месторождения Кумтор и положения образцов.

1 – диамиктиты с обломками: а – полимиктового и б – карбонатного состава; 2 – филлиты с карбонатными прослоями и друпстоунами: а – полимиктового и б – карбонатного состава; 3 – филлиты и доломиты; 4 – филлиты и известняки; 5 – филлиты и углистые филлиты; б – известняки; 7 – углистые и кремнистые сланцы. На PDR диаграммах: N – число анализов, вынесенных на диаграмму, и общее число датированных зерен в образце. Числами обозначены возрасты максимумов, рассчитанные в программе Age Pick. На врезках – средние значения возрастов наиболее молодых зерен, перекрывающихся в пределах погрешности

Единичные зерна имеют возрасты 1427, 1589, 2944 и 3150 млн лет. Среднее значение возрастов наиболее молодых зерен, перекрывающихся в пределах погрешности (4 зерна) составляет 581 ± 6 млн лет и в пределах ошибки совпадает с возрастом наиболее молодого пика 582 млн лет (рис. 16).

Максимальный возраст седиментации (MDA) в образцах 1А-1 и 1В-1 определяется, соответственно, как 555 (556±8) и 582 (581±6) млн лет. На основании более молодой из двух оценок возраста и с учетом раннекембрийского возраста вышележащих отложений, накопление пород байконурской свиты происходило между ~555 и ~540 млн лет. Полученная датировка является первым геохронологическим обоснованием позднеэдиакарского возраста байконурской свиты и одноименного оледенения в Казахстане–Тянь-Шаньской области.

Возрасты обломочных цирконов показывают, что основными источниками сноса являлись магматические породы раннего неопротерозоя (пики 742, 763, 816, 827 млн лет). Подчиненную роль играли породы эдиакарского возраста (пики 555, 582 млн лет) и породы палеопротерозойского фундамента (пики 1924, 1971, 2046, 2459). Похожие распределения возрастов с основными максимумами ~700–900 млн лет и ~1800–2000 млн лет и отсутствием датировок в интервале 1000–1700 млн лет отмечаются в различных областях Срединного Тянь-Шаня, Южного Казахстана и Северного Тарима и предполагают, что в конце неопротерозоя эти блоки представляли единый континент [4]. Об этом свидетельствует и значительное сходство разрезов [2]. Аналогом байконурской свиты в хр. Куруктаг на СВ Тарима являются отложения свиты Ханкалчоуг (Хонголчоны), имеющие сходный состав, стратиграфическую позицию и возраст ~560–540 млн лет по хемостратиграфическим данным [2, 5].

Распространение отложений байконурской свиты в Казахстане и Тянь-Шане в полосе протяженностью >1600 км свидетельствует о значительных масштабах оледенения. Ассоциация диамиктитов с тонкообломочными терригенными и карбонатными мелководно-морскими фациями указывает на отсутствие связи с горными оледенениями. Палеомагнитные данные, свидетельствующие, что в эдиакарии Тарим и Срединный Тянь-Шань находились в низких широтах <30° [5], предполагают, что Байконурское оледенение охватывало большую часть Земли и, по-видимому, представляло одно из крупнейших ледниковых событий неопротерозоя.

Авторы признательны руководству и сотрудникам Кумтор Голд Компани за содействие в проведении исследований. Полевые работы выполнены за счет средств РФФ проект № 23-27-00126. U-Pb датирование выполнено за счет средств Кумтор Голд Компани.

Литература

1. Каныгина Н.А., Летникова Е.Ф., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Жимулев Ф.И., Прошенкин А.И. Первые результаты изучения обломочных цирконов из позднекембрийских грубообломочных толщ Улутауского массива (Центральный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 483. № 1. С. 74–77.

2. Королёв В.Г., Максумова Р.А. Докембрийские тиллиты и тиллоиды Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1984. 189 с.
3. Чумаков Н.М. Поздневендский байконурский ледниковый горизонт // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 23–31.
4. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Res. 2023. V. 119. P. 313–340.
5. Wang R.M., Yin Z.J., Shen B. A Late Ediacaran ice age: the key node in the Earth system evolution // Earth-Science Reviews. 2023. V. 247. P. 104610.

К.Ф. Алёшина¹, А.М. Никишин¹, В.Ю. Татаринов²

Выделение сейсмической границы Мохо для хребта Гаккеля Евразийского бассейна Арктического океана

Евразийский бассейн и его осевой хребет Гаккеля изучаются давно. В последнее время хребту Гаккеля посвящено много публикаций, например, [1–7, 9, 10]. Принято считать, что континентальный рифтинг на месте будущего Евразийского бассейна был в палеоцене. Около 56 млн лет назад начался спрединг океанической коры. 56–45 млн лет был спрединг нормальной океанической коры. Около 45 млн лет начался ультрамедленный спрединг. Около 34 млн лет скорость спрединга еще существенно понизилась.

Было показано, что в прилаптевоморской части Евразийского бассейна спрединг океанической коры (или гипер-растяжение континентальной коры) закончился около 20 млн лет, после этого хребет Гаккеля в данной области стал перекрываться слоями осадков моложе 20 млн лет [1].

Кора Евразийского бассейна с возрастом около 56–45 млн лет имеет в основном базальтовый состав и рассматривается как нормальная океаническая кора. Кора моложе 45 млн лет формировалась в условиях ультрамедленного спрединга. Считается, что эта кора в значительной степени

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

² Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

формировалась в ходе эксгумации и серпентинизации мантийного материала с добавлением какого-то количества базальтового материала, например, [9, 10].

Во многих океанах были сделаны региональные сейсмические профили. На многих профилях в основании океанической коры видны пакеты ярких сейсмических рефлекторов (например, [8]). Эти рефлекторы называются сейсмической границей Мохо (или сейсмическим Мохо). Мы поставили задачу попытаться найти сейсмические границы Мохо для хребта Гаккеля и всего Евразийского бассейна.

В России в последние годы Минприроды России и Роснедра провели большой объем сейсморазведки для Евразийского бассейна, и было получено много новых региональных сейсмических профилей (например, [1, 3]).

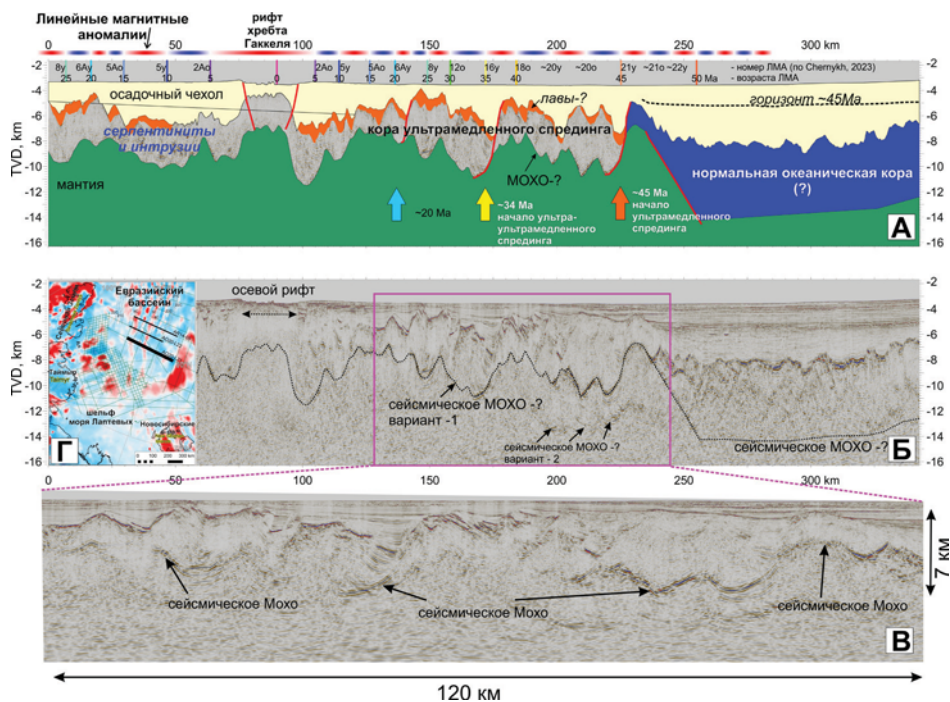


Рис. 1. Фрагмент сейсмического профиля АО20-L21 и его интерпретация. А – интерпретация сейсмического профиля; магнитные аномалии и их возраста даны в основном по [5, 7]. Б – сейсмический профиль с показом сейсмического Мохо. В – фрагмент сейсмического профиля; хороши видны рефлекторы сейсмического Мохо. Г – положение сейсмического профиля на карте магнитных аномалий. Наша интерпретация имеет предварительный характер

Одним из наиболее показательных является профиль АО20-L21 (рис. 1). Для его интерпретации мы использовали данные о возрастах линейных магнитных аномалий. На профиле на глубинах порядка 7–11 км видны пакеты ярких рефлекторов. Это соответствует глубинам подошвы земной коры, ожидаемым по другим геофизическим данным. Мы предполагаем, что эти яркие рефлекторы являются сейсмической границей Мохо.

На данном профиле для Евразийского бассейна чётко выделяется две зоны: (1) краевая зона с возрастом коры более 45 млн лет; (2) зона погребенного осадками хребта Гаккеля с возрастом коры 45–0 млн лет. Краевая зона характеризуется относительно пологим рельефом акустического фундамента (вероятно, кристаллической коры). Для нее сейсмическое Мохо четко не выделяется, и мы не уверены в его реальном положении. По нашей интерпретации толщина кристаллической коры оценивается в 5–6 км. Зона погребенного хребта Гаккеля характеризуется высоко амплитудными изменениями рельефа акустического фундамента. Сейсмическая граница Мохо во многих местах выделяется как вероятное предположение. Толщина кристаллической коры составляет около 3–6 км и она значительно меняется вдоль профиля.

Примечательно, что границе около 45 млн лет, которая является началом ультрамедленного спрединга, на профиле соответствует граница захороненного хребта Гаккеля и значительный вероятный листрический сброс, который переходит в субгоризонтальный детачмент на уровне сейсмического Мохо. Мы также видим, что началу ультра-ультрамедленного спрединга около 34 млн лет на профиле также соответствует листрический сброс. Осевой рифт хребта Гаккеля плохо интерпретируется на данном профиле. Он в значительной степени заполнен осадками.

На рис. 2 показан композитный сейсмический профиль для района хребта Гаккеля. Его первая половина проходит поперек простиранию хребта, а вторая – вдоль хребта. Мы также можем с разной вероятностью проводить границу сейсмического Мохо. Следует отметить, что выделение поверхности акустического фундамента (кристаллической коры-?) является сложной проблемой. Поверхность акустического фундамента проводится не однозначно. На данном рисунке в осадочном чехле мы видим наклоненные границы, к которым имеется прислонение более молодых осадков. Такого типа наклоненные границы можно интерпретировать как бывшие борта осевой рифтовой долины хребта Гаккеля, которые сначала были образованы сбросами с синхронной и последующей эрозией, то есть, мы наблюдаем фрагменты палеорифтовой долины.

Открытие сейсмического Мохо для хребта Гаккеля, вероятно, имеет важное научное значение. Но эти работы необходимо продолжить и делать комплексный анализ с учетом всех геофизических данных.

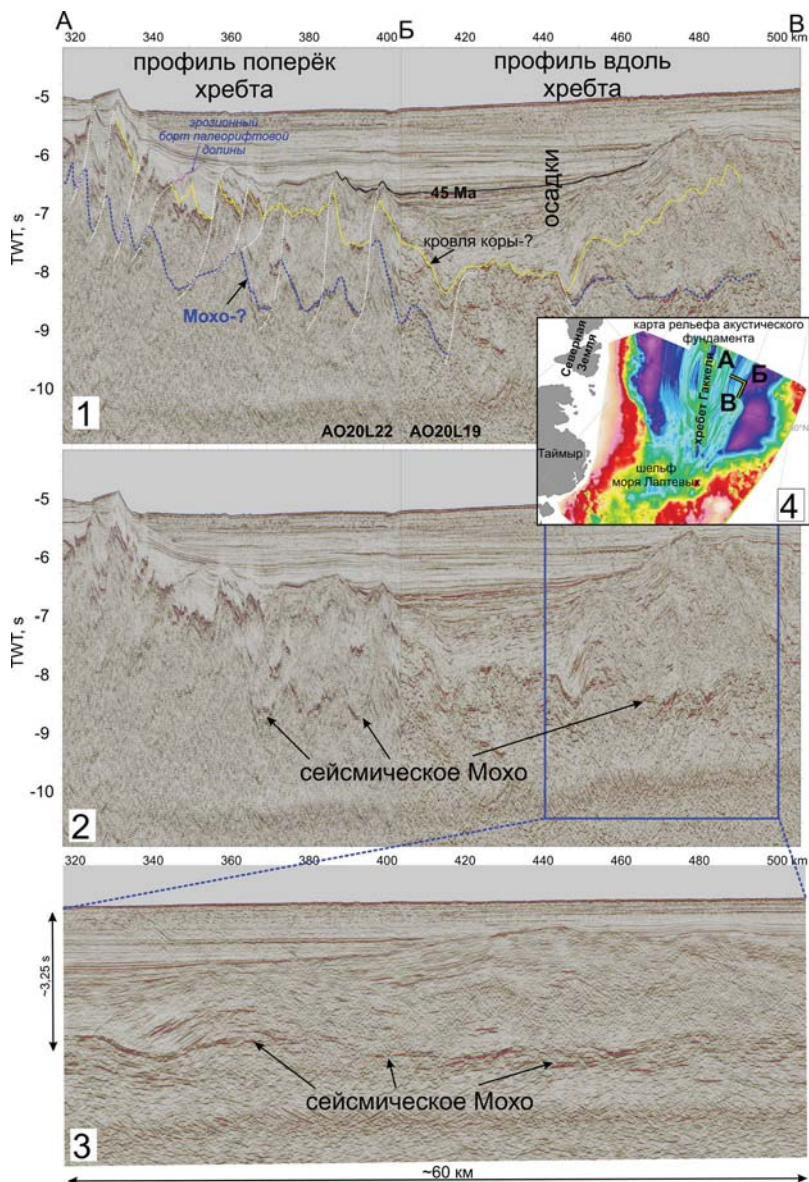


Рис. 2. Композитный сейсмический профиль для хребта Гаккеля. Профиль идет сначала поперек, а потом вдоль хребта. 1 – интерпретация профиля. 2 – профиль с элементами интерпретации. 3 – фрагмент профиля, хорошо видны рефлекторы сейсмического Мохо. 4 – положение сейсмического профиля на карте рельефа акустического фундамента по [1]

Основные выводы

1. Для Евразийского бассейна на сейсмических профилях с разной вероятностью можно выделить сейсмическую границу Мохо (подошву коры).

2. Для хребта Гаккеля сейсмическое Мохо выделяется более четко, чем для краевых частей Евразийского бассейна.

3. Толщина кристаллической коры хребта Гаккеля составляет около 3–6 км и она переменная по линии поперек хребта.

4. Граница начала ультрамедленного спрединга (около 45 млн лет) на сейсмических профилях выделяется как крупный литрический сброс, который переходит в detachment вдоль границы Мохо.

5. На сейсмических профилях четко видна граница начала ультрамедленного спрединга. Ультрамедленному спредингу соответствует хребет Гаккеля со значительными амплитудами глубины акустического фундамента.

6. Для хребта Гаккеля на сейсмических профилях можно выделять фрагменты бывших осевых рифтов.

7. Новые данные позволят усовершенствовать модель строения и состава коры хребта Гаккеля как структуры ультрамедленного спрединга.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 24-17-00020).

Литература

1. Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А., Вержбицкий В.Е., Татарinov В.Ю. Структура фундамента прилаптевоморской части Евразийского бассейна по геофизическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2024. Т. 63. № 4. С. 102–115. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-102-115

2. Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Соловьев А.В. Эволюция Евразийского бассейна в дочетвертичное время: результаты интерпретации сейсмического профиля ARC1407A // Геотектоника. 2023. № 6. С. 3–42. DOI: 10.31857/S0016853X23060085

3. Пискарев А.Л., Каминский В.Д., Киреев А.А., Поселов В.А., Савин В.А., Смирнов О.Е., Безумов Д.В., Дергилева Е.А., Ованесян Г.И., Овсянникова Е.С., Элькина Д.В. Строение хребта Гаккеля в свете новейших геолого-геофизических данных // Геотектоника. 2024. № 2. С. 54–71. DOI: 10.31857/S0016853X24020034

4. Шитлов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И., Кириллова Т.А. Геодинамические обстановки в зоне сопряжения хребта Ломоносова и Евразийского бассейна с континентальной окраиной Евразии // Геотектоника. 2021. № 5. С. 3–26. DOI: 10.31857/S0016853X21050076

5. Chernykh A.A., Yakovenko I.V., Korneva M.S., Glebovsky V.Y. Digital Models of the Deep Structure of the Earth's Crust in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // *Geotectonics*. 2023. V. 57. P. S34–S52. DOI: 10.1134/S0016852123070051

6. Faleide J.I., Abdelmalak M.M., Minakov A., Maza-Cala J.C., Lasabuda A.P.E., Gaina C., Drachev S. Eurasia Basin composite tectono-sedimentary element // *Geol. Soc. London. Memoirs*. 2024. DOI: 10.1134/S0016852123070051

7. Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I., Malyshev N.A., Freiman S.I. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 64–82. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.006>

8. Sauter D., Werner Ph., Ceuleneer G., Manatschal G., Rospaté M., Tugend J., Gillard M., Autin J., Ulrich M. Sub-axial deformation in oceanic lower crust: Insights from seismic reflection profiles in the Enderby Basin and comparison with the Oman ophiolite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021. V. 554. 116698. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116698>

9. Schlindwein V., Schmid F. Mid-ocean-ridge seismicity reveals extreme types of ocean lithosphere // *Nature*. 2016. V. 535. doi:10.1038/nature18277

10. Zhang T., Li J., Niu X., Ding W., Fang Y., Lin J., Wing Y., Zha C., Tan P., Kong F., Chen J., Wei X., Lu J., Dyment J., Morgan J.P. Highly variable magmatic accretion at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge // *Nature*. 2024. <https://doi.org/10.1038/s41586-024-07831-0>

В.А. Антонов¹, Я.Г. Аухатов¹

Геодинамическая основа в системе прогнозных и поисковых критериев на парагенные комплексы полезных ископаемых

Системный подход (системный анализ) является одним из общенаучных методов в прогнозных исследованиях. Система – это целостный, несводимый к их элементам или частям, взаимосвязанный комплекс изучения материальных объектов. Особенностью системы является ее целостность и наличие некоторых общих свойств и связей элементов подсистемы. Развитие и функционирование данной системы подчиняется только ей свойственным закономерностям.

¹ ООО «Центр совершенствования методов разработки нефтяных месторождений» при АН Республики Татарстан, Казань, Россия

Рассматривая проблему разработки системы прогнозных и поисковых критериев на важнейшие парагенные комплексы полезных ископаемых следует отметить, что многократно повторяющиеся в различных сочетаниях стандартные наборы рудоконтролирующих критериев: структурно-тектонических, формационных, стратиграфических, палеографических, литологических, минералогических, геохимических и т.д., в той или иной мере согласуются с закономерностями образования и размещения уже выявленных месторождений в известных районах. При этом достоверность прогноза падает по мере удаления от хорошо изученных объектов.

Следует отметить, что знания относительно условий формирования месторождений полезных ископаемых недостаточно полны и касаются глобальных факторов рудонакопления. Это объясняется, в частности, и тем, что изучение продуктивных формаций и связанных с ними полезных ископаемых в большинстве случаев проводится в отрыве от естественного геологического хода становления и развития земной коры.

Прогнозные критерии обычно не увязываются между собой и образуют разрозненные наборы, полнота и достоверность которых, зависит от личного опыта и интуиции того или иного исследователя, без учета значимости каждого из них. Таким образом, при решении научных методологических основ прогноза полезных ископаемых серьезную проблему составляет разработка системы прогнозных рудоконтролирующих критериев, от достоверности и полноты которой зависит объективная ценность прогнозных построений.

Необходимо, прежде всего, провести системный анализ самих критериев с определением конкретного содержания, с раскрытием многообразных связей между собой и последовательности вхождения в общую систему. При таком подходе система рудоконтролирующих факторов логически определяет содержание, степень информативности и конечные задачи, решаемые с помощью прогнозного картирования того или иного масштаба на различные виды полезных ископаемых и их парагенезы.

При анализе многофакторной системы очень важно определить начало отсчета, т.е. выделить наиболее глобальный или приближенный к нему критерий, которому были бы подчинены и зависели от него все другие.

Таким началом отсчета для осадочных, вулканогенных и магматических полезных ископаемых могут служить эпохи их накопления, совпадающие с этапами развития земной коры. Эта связь наиболее полно отражается при выделении структурно-формационных этажей и подэтажей осадочного чехла и верхней части кристаллического фундамента. Для Русской плиты, например, выделены архейский, нижне- и среднепротерозойский, нижне- средне- и верхнерифейский, венд-балтийский, каледонский, герцинский, и альпийский структурно-формационные этажи [3].

После выделения эпох рудонакопления, следующим шагом выделения регионального распространения полезных ископаемых является формационное расчленение структурных этажей. Наиболее важными условиями, влияющими на вещественный состав формаций, а, следовательно, на сопутствующий комплекс полезных ископаемых, являются тектонические условия. Анализ размещения ряда полезных ископаемых указывает их связь с определенными генетическими типами структур [2], поэтому в основу ранее разработанных классификаций прогнозных критериев в большинстве случаев кладется режим развития земной коры [1, 7–9].

В соответствии таким подходом выделяются пять классов тектонических режимов: геосинклинальный, орогенный, платформенный, эпиплатформенный или активизационный, где учтены характер и преемственность развития отдельных тектонических элементов [3]. В формационных рядах, формирование которых обусловлено тектоническими режимными обстановками, существуют в свою очередь малые формационные ряды, отражающие литологические стадийные обстановки осадконакопления. В связи с климатической зональностью осадочные формации подразделяются на три семейства: аридные, гумидные и ледовые [6]. Валеев Р.Н. предложил в каждом тектоническом цикле выделять ряд этапов литогенеза в виде последовательно сменяющих друг друга метационной, трансгрессивной, инундационной, регрессивной и эмерсивной стадий [5].

Структурные факторы, являющиеся производными от геотектонических, главным образом режимных обстановок, образуют следующую группу критериев и отражают приуроченность полезных ископаемых к локальным структурам.

Рассмотренные выше критерии, отражающие глобальные и региональные геотектонические, и структурные обстановки рудонакопления, образуют содержание мелкомасштабных прогнозных карт.

Структурные, формационные и литофациальные критерии, включая факторы «благоприятной эпохи» и «благоприятного парагенезиса», являются основой среднемасштабных прогнозных карт. На этом уровне происходит вхождение в общую систему понятие «месторождение», «рудопроявление», если рассматривать их в общем ряду геологических объектов: земная кора – структурно-формационный этаж – формационный комплекс – формация – литофация – месторождение – рудопроявление.

Среднемасштабные построения, на поисковом уровне геологоразведочных работ осуществляются в пределах известных высокоперспективных и предполагаемых перспективных бассейнов и областей, в которых обнаружены все рассмотренные выше глобальные и региональные рудоконтролирующие факторы.

Таким образом, геологические процессы, раскрываемые с помощью критериев более высокого иерархического ряда, обуславливают действие рудо-

контролирующих факторов низкого ряда, что позволяет на более объективной основе и с большой уверенностью дифференцировать прогнозируемые геологические объекты, резко сужая границы дальнейших поисков.

В этом состоит принципиальное отличие предполагаемого подхода к прогнозной оценке от обычных «суммарного» и «бального» приемов оценки территории, согласно которым разбраковка площадей на высокоперспективные, перспективные и бесперспективные территории происходит на основе интуитивного качественного и количественного (процентного, бального) соответствия оцениваемого объекта эталонной модели (высокопродуктивный бассейн или месторождение).

Группа локальных критериев на структурном, стратиграфическом, минералого-петрографическом, структурно-текстурном, геохимическом уровнях раскрывает строение рудных пластов, качественное и количественное изменение руд, наличие вредных примесей на отдельных участках месторождений и проявлений и составляют основу крупномасштабных прогнозных карт.

Минерагеническое районирование находится в соподчинении с элементами структурно-формационного районирования: провинция – бассейн – область – район – поле [3]. Элементы минерагенического районирования подразделяются по степени перспективности при использовании предполагаемой системы критериев на основе логического анализа и с учетом горнотехнических условий залегания продуктивных пластов и предполагаемых на основе анализа типов руд.

Резюмируя изложенное, следует подчеркнуть, что средне- и крупномасштабным прогнозным исследованиям должен предшествовать глобальный мелкомасштабный прогноз, т.к. только с его помощью можно раскрыть ряд новых ранее неизвестных или недостаточно оцененных закономерностей формирования и пространственного размещения полезных ископаемых и разработать иерархическую систему рудоконтролирующих факторов.

Литература

1. Аксенов Е.М., Валеев Р.Н., Солонцов Л.Ф., Кириков Д.А., Месхи А.М., Москалева Е.Н., Семенов В.Ф., Тимесков В.А. Основы минерагенического анализа платформенных и складчатых областей (на примере нерудных полезных ископаемых). М., 1979. 60 с. (Общая и региональная геология, геологическое картирование Обзор ВИЭМС)

2. Валеев Р.Н. Роль разломов в размещении месторождений минерального нерудного сырья. Тр. ВНИИГеолнеруд, 1972. Вып. 36.

3. Валеев Р.Н., Солонцов Л.Ф., Аверьянов В.И., Аксенов Е.М., Старицкий Ю.Г., Наливкина Э.Б., Удалова А.А. Основные принципы минерагени-

ческого анализа платформенных областей (к составлению карт прогноза неметаллических полезных ископаемых Русской платформы). Вып.1. Серия: Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: ОЦНТИ ВИЭМС, 1974. С. 1–50.

4. *Валеев Р.Н.* Тектонические критерии поисков месторождений нерудного минерального сырья Русской платформы (горно-химическое сырье). Обзор. Серия Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1973. 58 с.

5. *Валеев Р.Н.* Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.

6. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. I. М.: Изд. АН СССР, 1962. 231 с.

7. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.

8. *Херасков Н.П.* Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.

9. *Шатский Н.С.* Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. 1960. Сер. геол. № 5.

Е.В. Артюшков¹, П.А. Чехович^{1,2}

Сильная неоднородность погружения земной коры в Западно-Сибирском осадочном бассейне как результат больших вариаций поступления в нее поверхностно-активных флюидов из мантии

Формирование глубоких осадочных бассейнов на континентах обычно объясняется рифтогенезом – сильным растяжением литосферного слоя. Образование Западно-Сибирского осадочного бассейна связывают с растяжением литосферы, произошедшим вблизи границы перми и триаса. Пострифтовое погружение земной коры, следующее за растяжением литосферы, должно затухать во времени. Анализ данных сейсмического профилирования и сверхглубокого бурения показал, что в Западно-Сибирском осадочном бассейне в мезозое и раннем кайнозое погружение коры в среднем испытывало значительное ускорение [1, 2]. В таких условиях растя-

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

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

жение могло обеспечить лишь небольшую часть наблюдаемого погружения коры на 6–7 км. Подсчет суммарной величины разрывов на подошве триаса позволил оценить интенсивность растяжения коры как $\leq 1\%$.

Судя по гравиметрическим данным, в Западной Сибири и в Карском море земная кора близка к изостатически равновесному положению. В этих условиях накопление на ней в мезозое и в раннем кайнозое 6–7 км осадков при отсутствии растяжения должно быть скомпенсировано существованием на небольших глубинах мощного слоя пород с повышенной плотностью. Такой слой мог сформироваться только в результате проградного метаморфизма с уплотнением пород в нижней части земной коры. Следует отметить, что данный вывод от конкретного типа реакции не зависит.

В сухих условиях метаморфизм в породах практически не развивается. Поэтому для его поддержания в мезозое и раннем кайнозое требовалось поступление в кору из мантии катализирующих флюидов. При повышении их притока в кору скорость развития метаморфизма вместе со скоростью погружения коры должны были сильно возрастать. Для северной части Западной Сибири и Карского моря ранее были построены детальные сейсмогеологические профили общей протяженностью 2500 км [3 и др.]. На их основе нами были определены средние скорости погружения коры для семи главных подразделений мезозоя и первой половины кайнозоя. Оказалось, что скорость погружения коры во времени сильно изменялась. Так, вблизи Нового Уренгоя при переходе от поздней юры к раннему мелу средняя скорость погружения коры возросла в четыре раза, а при переходе от неокома к апту она сократилась вдвое. Сильные изменения скорости погружения коры во времени наблюдались по всей площади бассейна [4]. Но в его разных частях на протяжении мезозоя и раннего кайнозоя эти изменения развивались по-разному. Отсюда следует, что приток в кору бассейна мантийных флюидов был сильно неоднородным не только во времени, но и на площади.

Погружение коры, сильно неоднородное во времени и на площади, происходило и в осадочном бассейне Московской синеклизы в среднем и позднем девоне [5]. На нескольких биостратиграфически датированных интервалах скорость погружения и его распределение на площади резко изменялись в синеклизе всего лишь за один или несколько миллионов лет. За такое время глубинные мантийные флюиды, катализовавшие проградный метаморфизм в нижней части коры, должны были проходить через мантийную часть раннедокембрийской литосферы мощностью ~150 км. Это указывает на то, что флюиды были поверхностно-активными и, смачивая зерна пород в виде тончайших пленок, они, по геологическим понятиям, быстро проходили через мантийную часть литосферы и достигали земной коры. Состав флюидов остается пока неизвестным.

Анализ истории развития погружения коры в Западной Сибири и в Московской синеклизе позволил обнаружить новое явление. Это – приток из глубины в литосферу поверхностно-активных флюидов, сильно неоднородный во времени и в пространстве и продолжавшийся от нескольких десятков до нескольких сотен миллионов лет на площади в один или несколько миллионов квадратных километров.

Литература

1. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Западно-Сибирский осадочный бассейн. Отсутствие сильного растяжения земной коры по данным сверхглубокого бурения // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512, № 2. С. 90–99. <https://doi.org/10.31857/S26867397236011752>

2. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Западно-Сибирский осадочный бассейн. Погружение коры вследствие уплотнения пород в ее нижней части в результате проградного метаморфизма // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 2. С. 258–273. doi: 10.31857/S2686739724040112

3. *Конторович В.А., Аюнова Д.В., Губин И.А., Еришов С.В., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Канаков М.С., Соловьев М.В., Сурикова Е.С., Шестакова Н.И.* Сейсмостратиграфия, история формирования и газоносность структур Надым-Пурского междуречья // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1583–1595. doi: 10.15372/GiG20160810

4. *Artyushkov E.V., Chekhovich P.A.* The West Siberian Sedimentary Basin. Highly Heterogeneous Crustal Subsidence: A Result of Metamorphism Catalyzed by an Influx of Mantle Fluids // Doklady Earth Sciences. 2025. V. 520:15. doi: 10.1134/S1028334X24604140 (in press)

5. *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. 277–289. doi: 10.31857/S2686739722601843

Синхронизация временных вариаций сейсмичности в различных геодинамических обстановках

Введение

С конца протерозоя – начала фанерозоя в основе тектонической эволюции Земли находятся процессы образования и распада суперконтинентов и преобразование базальтовой коры океанов с постепенным увеличением площади континентальной коры. Главными этапами преобразования являются последовательно сменяющие друг друга обстановки растяжения и сжатия, которые порождают разнообразие геодинамических обстановок и современных структурных форм земной коры. Цикл распада и образования новых континентов носит название цикла Уилсона и реализуется в 6 стадий [14]. Основными стадиями в обстановке растяжения являются рифтогенез – разрыв континентальной коры, спрединг – разрыв океанической коры с наращиванием площади океанов в центральной части. Обстановка растяжения последовательно сменяется обстановкой сжатия. В результате образованная океаническая кора начинает сокращаться по площади и поглощаться в зонах субдукции. При сближении континентальных фрагментов литосферных плит субдукция сменяется коллизией – столкновением участков литосферных плит с континентальной корой. В зоне их столкновения формируются внутриконтинентальные складчатые коллизионные пояса.

Сейсмические проявления различной интенсивности сопровождают трансформацию и перераспределение вещества земной коры на всех стадиях, маркируют границы литосферных плит и, по сути, являются пульсом геодинамических процессов [12–14]. Изучение долговременных вариаций сейсмичности с использованием сглаженных временных рядов количества землетрясений позволяет установить периоды усиления и ослабления активности тектоносферы, выявить динамически связанные блоки литосферы, участки высокой проницаемости, необходимые для миграции рудоносных растворов и углеводородных флюидов.

Для того, чтобы выявить регионы и отдельные уровни литосферы, развитие которых происходит в системном единстве, определить режим и характер сейсмопроявлений в геодинамически активных объемах ли-

¹ Государственный университет «Дубна», Дубна, Россия

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

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

тосферы, применяется метод сравнительного анализа долговременных вариаций сейсмичности.

Метод сравнительного анализа долговременных вариаций сейсмичности

В основе метода – расчет временных рядов плотности землетрясений для различных сейсмоактивных регионов и уровней литосферы со скользящим осреднением по 5 и 10 гг. и сдвигом в 1 год. В качестве источника данных для построения временных рядов используется Мировой каталог землетрясений *USGS*, в котором обобщены данные по сейсмичности с 1973 по 2023 гг. [15]. Перед построением временных рядов для отдельных выборок проводится оценка представительности каталогов с использованием графиков повторяемости. Изменение прямолинейности графика повторяемости в области малых магнитуд позволяет определить минимальную магнитуду представительной выборки.

Как правило, в составе выборки основное большинство составляют землетрясения средней силы, начиная с магнитуд 4.3. Именно такие землетрясения наиболее адекватно отражают изменение интенсивности региональных геодинамических процессов, поскольку сильные события относительно редки, обладают высокой энергией, и их очаги формируются как результат функционирования глобальной системы накопления и разрядки напряжений в пределах Земли в целом, а слабые события обусловлены деструкцией локальных объемов литосферы и недостаточно представительно отражены в сейсмических каталогах. Для временных рядов сейсмических событий средней силы строятся графики, рассчитываются коэффициенты корреляции, строятся корреляционные таблицы. На основе полученных результатов формулируются выводы о наличии синхронности временных вариаций сейсмичности и динамической взаимосвязи отдельных регионов, об общих тенденциях изменения активности землетрясений на различных глубинных уровнях.

При более детальном анализе пространственно-временного распределения сейсмичности в пределах того или иного сейсмоактивного региона строятся карты плотности эпицентров землетрясений с окном суммирования 1–2 кв. градуса и выделяются кластеры с высоким скоплением эпицентров. В дальнейшем проводится сравнительный корреляционный анализ временных рядов, рассчитанных для различных кластеров региона. При рассмотрении нескольких регионов в составе активных поясов часто наиболее значимые результаты дает перекрестное сопоставление временных рядов сейсмических событий на различных глубинах. За последние 25 лет сравнительный анализ временных рядов выполнен авторами для большинства сейсмоактивных регионов современной Земли [1–11].

Основные результаты для различных геодинамических обстановок

1. Обстановка растяжения: рифтогенез, спрединг.

С процессов спрединга и рифтогенеза начинается процесс деструкции континентальной, а затем и океанической коры. Основное большинство очагов землетрясений, которые возникают в подобных обстановках, находится на глубинах не более 10 км. Сопоставлением временных рядов, построенных для Исландской и Байкальской рифтовых систем, сходства не выявлено, что свидетельствует об автономности процессов растяжения. Вместе с тем, для регионов Восточной Сибири и Дальнего Востока, сейсмичность которых порождается различными геодинамическими обстановками, отмечено высокое сходство временных рядов, приуроченных к одинаковым глубинам [4].

2. Обстановка сжатия: субдукция.

Анализ временных рядов числа землетрясений в зонах Заварицкого-Беньофа (ЗВБ) по периферии Тихого океана позволяет рассматривать сейсмическую активизацию таких зон как проявление единого процесса постепенного сокращения площади Тихоокеанской впадины. Системное единство проявлений сейсмичности для регионов по периферии Тихого океана проявляется в синхронности временных рядов событий с коэффициентами корреляции до 0.98. В особенности высокая положительная корреляция отмечена для временных рядов одинаковых глубин, а также для временных рядов событий в зонах ЗВБ, расположенных в пределах Южной Пацифики [4, 5, 7].

3. Обстановка сжатия: коллизия.

Геодинамическое развитие современной Евразии протекает в условиях сближения Северной Евразии с плитами Гондванский группы. Результатом их столкновения является Альпийско-Гималайский пояс. Регионы в его составе обладают высокой сейсмичностью, которая локализована, как правило, на глубинах не более 70 км. Исключением являются мантийные землетрясения очага Вранча, расположенного в изгибе Карпатской петли, и глубокие землетрясения Крито-Эллинской дуги – для временного хода этих событий отмечено высокое сходство [9]. Положительная корреляция сейсмичности в пределах коллизионных зон Альпийско-Гималайского пояса выявлена для Кавказа и Копетдага, Анатолии и Карпат для различных регионов и уровней земной коры Афганского и Иранского регионов [1–3, 8, 10, 11]. Отмечено, что сейсмогеодинамическое развитие Евразии происходит в обстановке коллизионного сжатия, но, параллельно реализуется множество региональных и локальных процессов и воздействий, способных менять общую картину сейсмичности. Одним из подобных воздействий являются антропогенные триггеры [3, 6, 8].

Техногенная активизация сейсмичности

Для большинства сейсмоактивных регионов Земли, вне зависимости от конкретных геодинамических обстановок, отмечена активизация верхнекоровых землетрясений, вероятно, связанная с влиянием техногенных триггеров – инициирующих воздействий в ходе добычи полезных ископаемых, военных событий, строительства плотин и водохранилищ и других воздействий [3, 8, 11]. Наметившаяся перестройка глобальной системы накопления и разрядки напряжений под влиянием триггеров опасна активизацией сейсмичности на малых глубинах, поскольку землетрясения с очагами вблизи поверхности обладают более значимыми катастрофическими последствиями.

Подводя итог, синхронизация сейсмогеодинамических процессов позволяет выявить регионы и уровни литосферы, геодинамическое развитие которых происходит под влиянием единого управляющего начала, а также диагностировать современные региональные и глобальные тренды в изменении активности землетрясений.

Литература

1. *Архипова Е.В.* Корреляция сейсмичности коллизионных зон Альпийского Средиземноморского пояса // Вулканология и сейсмология. 2002. № 6. С. 63–70.
2. *Архипова Е.В.* О связи долговременных вариаций сейсмичности Анатолии и Карпат // Геотектоника. 2004. №2. С. 73–77.
3. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Морозова Л.И., член-корр. РАН Николаев А.В.* Ванское землетрясение 23.10.2011 г.: естественные и техногенные причины // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 4. С. 438–441.
4. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С.* Временные вариации сейсмичности как индикатор системного сейсмогеодинамического развития регионов Восточной Сибири и Дальнего Востока // Вестник Международ. ун-та природы, общества и человека «Дубна». 2016. №1 (33). С. 3–11.
5. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С.* Современный сейсмогеодинамический режим островодужной окраины Тихого океана // Тектоника современных и древних океанов и их окраин // Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию акад. Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 24–28.
6. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Брянцева Г.В., Гусева И.С.* Эколого-геофизические аспекты влияния техногенных воздействий на литосферу // Вестник РАЕН. 2019. № 3. С. 65–72.
7. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Брянцева Г.В., Гусева И.С.* Анализ вариаций активности сейсмофокальных зон в южной части Тихоокеанского пояса

// Фунд. проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1 Материалы ЛП Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 31–35.

8. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Брянцева Г.В.* Активизация верхнекоровой сейсмичности конвергентных зон Северной Евразии // Мат-лы XXII Всеросс. с международ. уч. науч.-практ. Щукинской конф. Воронеж: Изд. дом ВГУ. Воронеж, 2020. С. 57–62.

9. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Брянцева Г.В.* Пространственно-временной ход современных сейсмогеодинамических процессов в зоне сближения Евразии и Аравии // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. Труды Девятой Всероссийск. науч.-техн. конф. с международ. уч., Петропавловск-Камчатский. / Отв. ред. Д.В. Чебров. Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2023. С. 129–133. [Электронный ресурс]: URL: <https://www.emsd.ru/files/conf2023/collection2023.pdf> (дата обращения: 14.10.2023).

10. *Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Архипова Е.В., Анисимова О.В.* Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность Афганского региона // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2017. Т. 92, № 2. С. 21–31.

11. *Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д.* и др. Новейшие структуры и сейсмичность Загроса // Вест. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2022. № 5. С. 9–18.

12. *Левин Б.В., Сасорова Е.В.* О влиянии скорости вращения Земли на глобальную сейсмичность (по материалам наблюдений с 1720 по 2016 г.) // Геосистемы переходных зон, 2017. № 3. С. 3–20.

13. *Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Недра, 1968. С. 112–117.

14. *Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М., Научный мир, 2009, 520 с.

15. Мировой каталог землетрясений геологической службы *USGS* [Электронный ресурс]. URL: <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/> (дата обращения: 22.09.2023).

Современные достижения в исследованиях бассейно- и нефтидогенеза во взаимосвязи с глубинной геодинамикой Земли

Установлено, что формирование осадочных и нефтегазоносных бассейнов (О и НГБ) связано с процессами перемещения мантийного вещества, интрузивным и эффузивным магматизмом и его воздействием на хрупкую земную кору, приводящими в результате гравитации и изменений напряжений в литосфере к дайвинг-рифтогенной деструкции области коромантийной оболочки, образованию закономерно ориентированных листрических, изостатических, сдвиговых и других типов разломов, значительному подъёму поверхности Мохоровичича (М) за счет ассимиляции пород нижней части земной коры, сокращению её толщины снизу, а в верхней её части к формированию надрифтовой депрессии, заполняющейся породами осадочного чехла. При этом рифтовая система формирует своеобразный тектонический каркас О и НГБ с гипсометрически приподнятыми блоками, определяющими впоследствии размещение зон нефтегазонакопления (ЗНГН). Для большинства НГБ достоверно установлено, что наиболее крупные ЗНГН приурочены к межрифтовым, внутририфтовым гипсометрически приподнятым блокам в центральных и осевых областях О и НГБ, а также к крупным межразломным и приразломным блокам в их краевых областях [1]. Уточненные особенности глубинного строения, нефтегазоносности и закономерности размещения ЗНГН позволили уже на ранних стадиях изучения О и НГБ определять положение наиболее крупных ЗНГН и отдельных месторождений углеводородов (УВ), оценивать в них ожидаемые ресурсы УВ, принимать решения о целесообразности освоения нераспределенного фонда лицензионных участков и лицензирования новых участков недр.

На примерах многих О и НГБ России и других стран показано, что наиболее интенсивные процессы образования и аккумуляции УВ происходят в бассейнах, находящихся на стадиях формирования надрифтовых депрессий и начального этапа аккреции. В эти периоды наблюдаются газовые столбы, как над формирующимися залежами, так и сквозные – из пород переходного комплекса и фундамента к залежам и далее к поверхности (месторождения и перспективные структуры на Сахалинском, Западно-Камчатском, Беринговоморском, Каспийском и др. шельфах [2].

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Санкт-Петербург, Россия

При этом наблюдается максимально возможное заполнение ловушек даже с плохими экранирующими свойствами, а также непредсказуемое чередование залежей по фазовому составу и типу УВ флюида, то есть наблюдается текущий процесс формирования залежей УВ с возможностью восполнения запасов в процессе и после разработки.

По материалам качественной сейсмотомографии [1, 6] установлены взаимосвязи О и НГБ с мантийными радиальными и субрадиальными структурами и процессами на значительную или даже всю толщину коромантийной оболочки. Учитывая латеральные перемещения континентов на сотни и тысячекилометровые расстояния, такое строение свидетельствует о длительном сохранении сквозных коромантийных структур окраин континентов и активных тектонических элементов внутри континентов в процессе латерального движения коромантийных секторов (а не литосферных плит) и их группировок по разделу ядро–мантия (а не по астеносфере).

По результатам совместного анализа тектонических карт и карт GPS-ГЛОНАСС съемок, отражающих геодинамику и кинематику поверхности Земли, и с учетом данных сейсмотомографии континентов и океанов обоснована новая иерархия в тектонической и геодинамической делимости Земли. Выявлены и объяснены три планетарные конвективные ячейки Бенара g-типа в коромантийной оболочке Земли: Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанская, Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая. Получается, что не литосферные плиты, а коромантийные плиты (или коромантийные сектора) образуют группировки, представляющие собой конвективные ячейки Бенара g-типа [5].

Геодинамические процессы, в частности, в виде разноскоростного, хотя и медленного, движения коромантийных плит, осуществляются практически обособленно в границах указанных группировок, а между группировками в результате различных скоростей конвекции коромантийного вещества реализуется планетарная геодинамика, обеспечивающая раскрытие и закрытие океанов, формирование и распад суперконтинентов. Так, в результате мощного поглощения под поясами и областями субдукции вещества тихоокеанских коромантийных секторов в настоящее время раскрываются Атлантический, Индийский и Северно-Ледовитый океаны, и напротив, несмотря на мощный апвеллинг, сокращается площадь Тихого океана, коромантийные оболочки которого ускоренно подвергаются деструкции в указанных дайвинг-деструктивных поясах, а их коромантийное вещество в процессе конвекции путем обменных процессов в слое D» и внешних слоях жидкого ядра поступает на постоянно действующую подпитку апвеллинга во всех океанических рифтах. В процессе апвеллинга наращиваются новые возрастные слои океанических коромантийных оболочек на всю их толщину – 2900 км.

Первичными доминирующими и наиболее активными процессами, «запускающими» конвекцию в коромантийной оболочке Земли являются: дайвинг-деструктивный (он же наиболее мощный и доминирующий) процесс в поясах субдукции на активных окраинах континентов и менее мощные процессы деструкции, связанные с рифто- и бассейногенезом на пассивных и трансформных окраинах континентов, а также внутри континентов. Апвеллинг и спрединг в поясах и областях СОХ являются синхронными, но вторичными (зависимыми) процессами. Пояса и области апвеллинга–спрединга рано или поздно разрушаются (поглощаются) в поясах субдукции–дайвинга. Полное обновление океанских коромантийных секторов могло произойти не менее 30 раз с рециклингом углерода, циркона и др. термостойких образований! Такой геодинамический механизм соответствует земной масштабности и слаженности планетарного процесса эволюции Земли, так как тонкая (200–230 км), невыдержанная по толщине и глубине залегания, протяженная (например, под Западно-Тихоокеанской плитой более 15 тыс. км в широтном направлении) и прерывистая по данным сейсмотомографии астеносфера неспособна обеспечить синхронность перемещения частей литосферных плит по всей площади океанов.

Судя по количеству и размещению О и НГБ, рифто- и бассейногенез на Земле – явления планетарного масштаба, связанные с отводом эндогенной тепловой энергии, конвективным перемещением коромантийного вещества и многоэтапным процессом формирования континентов и океанов. Чем менее зрелая литосфера, тем чаще происходит процесс её деструкции, связанный с мантийным восходящим магматизмом, ассимиляцией нижней части коры и, по сути, возвратом корового вещества в мантию, дроблением области литосферы на блоки и неравномерным их гравитационным погружением вместе с нижележащим мантийным веществом к разделу или даже на раздел ядро–мантия. Чем мощнее проявился рифтогенез, тем более крупный и богатый в нефтегазоносном отношении О или НГБ!

Из этих положений вытекают два важных методологических принципа: принцип генетического единства (в тектонофизическом смысле) всех крупных О и НГБ, даже независимо от их индивидуальных параметров; и принцип индивидуальности, отражающий любые индивидуальные характеристики ОБ, такие как возраст, тектоногеодинамическая приуроченность, стратиграфическая полнота осадочного чехла, размеры и геометрия в плане, геотермический режим, гидрогеология и флюидодинамика, онтогенез нефтидов и т.д. [4].

Эволюция О и НГБ на континентах и их окраинах независимо от возраста и тектонической приуроченности включает шесть основных этапов: А – зарождение термоплюма, начало дайвинг-рифтогенной деструкции коромантийной оболочки и появление континентальных рифтов; Б – рост

термоплюма, усиление деструкции, формирование надрифтовых депрессий; В – зрелого О или НГБ; Г – остывание термоплюма, начальный этап трансформации окраин О и НГБ; Д – формирование орогена; Е – частичной или полной денудации орогена и восстановления состояния коры, близкого к межбассейновым областям платформ.

В конкретных регионах и геодинамических обстановках возможно полное или частичное и даже неоднократное повторение данной эволюционной последовательности. Так, продолжается континентогенез с медленным возвратом корового вещества в мантию, поглощением нижнемантийного вещества в слой D» и внешнее ядро с синхронным расхождением вещества из слоя D» и внешнего ядра на подпитку постоянно действующего апвеллинга под океаническими рифтами. Теперь О и НГБ на Земле можно представлять как образования коромантийной оболочки, они являются следствием фазовых переходов и формирования термоплюмов на разделе ядро–мантия, дайвинг-рифтогенной деструкции областей коромантийной оболочки над термоплюмами и синхронного действия магмофлюидодинамической системы в мантии, консолидированных породах фундамента и осадочного чехла [3].

Большинство крупных и глубоких О и НГБ можно рассматривать в виде субрадиального деструктивного канала от раздела ядро–мантия до поверхности. Такой канал представляется в виде области, вероятно, сквозной столбчатой деструкции коромантийного вещества, обеспечивающей встречный по отношению к неравномерному дискретному дайвингу восходящий к поверхности магматизм с выносом выделившихся глубинных флюидов, в том числе водорода, за счет декомпрессии на границах столбчатых тел. Верхняя часть этого канала завершается рифтом или рифтовой системой с надрифтовой депрессией в земной коре, заполняющейся осадочными или осадочно-вулканогенными породами. В дальнейшем эта область преобразуется в ороген или консолидируется, а подкоровая (мантийная) часть области столбчатой деструкции сокращается в размерах и восстанавливает петрофизические и сейсмологические характеристики до значений, близких к межбассейновым областям платформ.

С учетом текущего состояния поисково-разведочных работ на нефть и газ, и установленных закономерностей размещения ЗНГН новые крупные месторождений УВ с высокой вероятностью прогнозируются на внутририфтовых, межрифтовых, меж- и приразломных структурах и ловушках комбинированного и неантиклинального типа на шельфах Баренцева, Карского и Охотского морей, а также допускаются в пределах слабоизученных территорий Енисей-Хатангского прогиба и в акваториях Восточно-Арктических морей. Однако, судя по результатам ГРП, перечисленные слабоизученные регионы характеризуются пока недостаточно достоверными перспективами в плане возможности подготовки крупных локализо-

ванных запасов газа и тем более нефти, особенно Восточно-Арктический. Аналогичные проблемы сохраняются для Северо-Карской, Анадырской, Хатырской и др. областей с относительно малоразмерными и не очень глубокими рифтогенными впадинами.

В этой связи обоснована целесообразность продолжения регионально-го и глубинного изучения России системой сейсмотомографических профилей и отдельными скважинами научного и параметрического бурения в комплексе с GPS-ГЛОНАСС съёмками, аэро- и наземными геофизическими и геодезическими методами в режиме многолетнего мониторинга [3]. Результатом таких работ ожидается детализация глубинной структуры О и НГБ, геодинамики и кинематики тектонических блоков с крупными ЗНГН и отдельными крупными и гигантскими месторождениями УВ, а в перспективе разработка технологии контроля и управления напряженным состоянием недр в пределах ЗНГН, открывающая возможности повышения коэффициентов извлечения нефти, газа и конденсата, а также более достоверного контроля сейсмичности в районах расположения населенных пунктов, важных и опасных промышленных сооружений (трасс газо- и нефтепроводов, плотин, АЭС и др.).

Концепция геодинамики коромантийных секторов Земли, и связанных с ними О и НГБ, подтвержденная результатами работ по предлагаемой Программе, будет являться теоретической и практической основой для дальнейшего развития наук о Земле. Другого эффективного направления в этой области нет, т.к. известные, но не полностью правильные концепции строения и эволюции Земли, будут тормозить дальнейший 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, извлекаемости запасов УВ, 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 Земли и литосферных блоков в районах размещения крупных ЗНГН.

Таким образом, в решении фундаментальных проблем бассейногенеза и нефтегазоносности проявляется тенденция всё более тесной их увязки с проблемой глубинной, глобальной и планетарной геодинамики Земли.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Новые представления о глубинном строении осадочных бассейнов и перспективы открытия уникальных и крупных месторождений

углеводородов // Вести газовой науки: Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. М.; Газпром ВНИИГАЗ, 2013. № 5. С. 15–31.

2. *Астафьев Д.А., Толстиков А.В., Наумова Л.А., Игнатова В.А.* Прогноз нефтегазоносности Западно-Сахалинского шельфа // Вести газовой науки. ООО «Газпром ВНИИГАЗ», 2017. С. 117–132.

3. *Астафьев Д.А.* Новые открытия и возможности создания инновационных геотехнологий в нефтегазовой геологии на современном этапе // «Новые идеи в геологии нефти и газа – 2023». Материалы Международной научно-практической конференции. МГУ, 2023. С. 14–21.

4. *Астафьев Д.А.* Генетическое единство и индивидуальные различия в строении осадочных бассейнов // Геология нефти и газа. 2002. № 2. С. 47–51.

5. *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.

6. *David C., Rubie R., van der Hilst D.* Processes and consequences of deep subduction: introduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V. 127. P. 1–7.

Я.Г. Аухатов¹

Тектонические условия возникновения геотемпературных аномалий Южного Урала

Уточнение представлений о распределении теплового потока и природе геотермических аномалий Южного Урала имеет важное значение для понимания их природы. На Южном Урале известны ряд геотермических аномалий, и они давно привлекают внимание геологов. Положительная тепловая аномалия горы Янгантау считается наиболее изученным. По данным Камалетдинова М.А., Казанцевой Т.Т., Казанцева Ю.В. [4–6] надвиговые движения по отложениям янгантауской свиты (P_{1art}) и гидротермальная деятельность происходит в современное время в пределах

¹ ООО «Центр совершенствования методов разработки нефтяных месторождений» при АН Республики Татарстан, Казань, Россия

г. Янгантау (Башкирия, Южный Урал). Переход механических напряжений в тепловую в пределах горы Янгантау было показано башкирскими учеными и были сделаны математические расчеты [6].

В строении горы Янгантау участвуют отложения янгантауской свиты (типа доманика), представленные в основном темно-серыми, почти черными, битуминозными мергелями, они перспективны для поисков углеводородов и могут рассматриваться как нефтематеринские породы [5]. В наиболее битуминозных разностях количество органического вещества (ОВ) достигает 14.7%. Результаты бурения и исследования скважин и керн показывают, что феномен тепловых аномалий тесно связан с доманикоидными отложениями янгантауской свиты и тектоническими подвижками. Образование тектонических трещин по этим отложениям, во время надвиговых движений, создавали условия для проникновения воздуха и воды в пласты, что способствовало окислению ОВ, сульфидов железа, а также переходу керогена в нефтяные углеводороды [2].

В пределах Урала выявлена другая региональная отрицательная аномалия теплового потока – 30 мВт/м² (рис. 1), в то время как по мировым данным значения теплового потока герцинид колеблется около 55 мВт/м². Головановой И.В. [3] была проведена огромная работа и рассмотрено влияние различных факторов на формирование Тагило-Магнитогорской зоны аномально низкого теплового потока. Разными авторами были предложены возможные причины возникновения минимума теплового потока на Урале: нисходящая циркуляция подземных вод, влияние палеоклимата, низкая теплогенерация в земной коре (где развиты основные вулканиты натриевого ряда), пониженный тепловой поток из мантии и аллохтонный механизм перестройки земной коры.

Существует множество различных представлений о тектоническом строении, неотектонике, геодинамической активности различных частей Урала, основывающихся на материалах геолого-геофизических и других методов. При этом, на наш взгляд, недостаточно учитываются данные дистанционных исследований, которые позволяют проводить более масштабные современные тектонические реконструкции. В качестве примера можно привести методы тепловизионной генерализации – это способ математических преобразований исходных тепловизионных изображений в цифровые объемные модели поля теплового излучения с целью выявления неоднородностей этих полей, отвечающих реальным геологическим неоднородностям в недрах [1, 7]. Особенностью комплекса, позволяющего от картирования излучения с поверхности Земли перейти к глубинной цифровой модели поля теплового излучения, является общепринятое в геофизике представление, что чем крупнее неоднородности по площади, тем глубже они расположены, но отображение их становится все более обобщенным. Пошагово усредняя данные, можно проследить положение

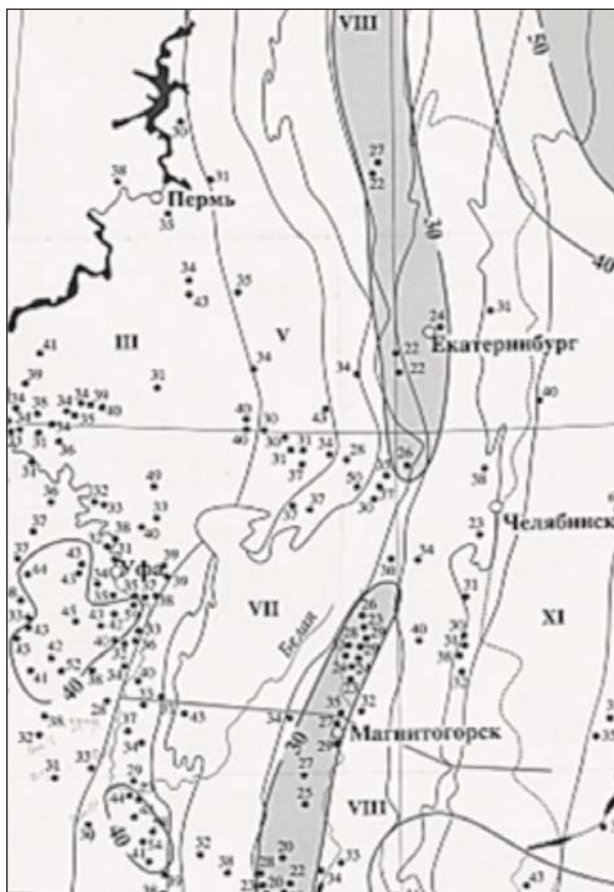


Рис. 1. Карта теплового поля Южного и Среднего Урала, по И.В. Головановой [3]. Изолинии соединяющие одинаковые значения теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$)

границ между неоднородностями на глубину в виде блоков. В отношении поля теплового излучения идея метода принадлежит доктору технических наук, профессору Р.Д. Мухамедярову [7].

В тепловизионном поле Среднего и Южного Урала (рис. 2) выделяются блоки (светлый тон), разделенные пониженными тепловыми потоками (темный тон) и выделяется субмеридиональная зона понижения теплового потока, совпадающая с выделенной по измерениям в скважинах (рис. 1). Такое совпадение можно истолковать тектоническими причинами и прежде всего разломной зоной. Трещиноватая разломная зона

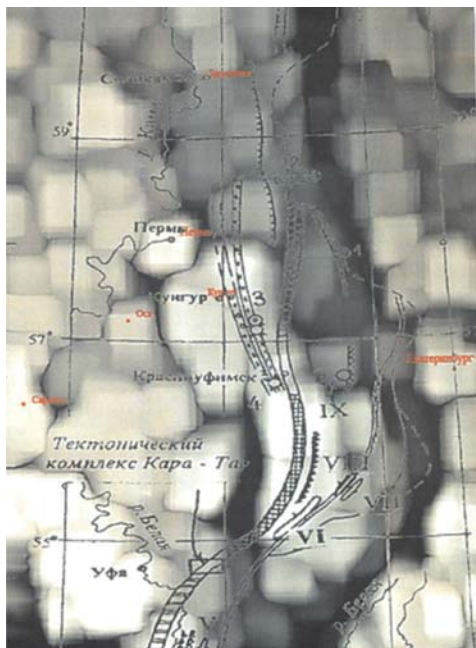


Рис. 2. Разломно-блоковая структура Среднего и Южного Урала, и прилегающей территории платформы на глубине 13 500 м, полученная по снимку Modis. Масштаб 1:500 000. Темные участки соответствуют пониженным значениям теплового потока

при тектонических подвижках создает новые трещины и соответственно вакуум, что способствует инфильтрации вышележащих подземных вод с относительно низкой температурой. Другой причиной может служить эффект Джоуля-Томсона, так как трещиноватая зона разломов служат проводником для миграции флюидов. При миграции газовой составляющей флюида из глубин в верхние слои происходит расширение газа и в связи с этим происходит отрицательный эффект Джоуля-Томсона, т.е. уменьшение температуры.

Литература

1. *Аминев И.М., Аухатов Я.Г., Мухамедьяров Р.Д.* Объемные портреты Шихан-Бельской впадины // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Материалы и доклады 11-й Межрегиональной научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии УНЦ РАН. Уфа, 17–19 мая 2016 г. Уфа: Дизайн Пресс, 2016. С. 3–5.

2. *Аухатов Я.Г.* Янгантауская литолого-геодинамическая модель образования нефтяных углеводородов // Осадочная геология Урала и прилегающих регионов сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. 2018. С. 39–40.

3. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
4. Иванов К.С., Пучков В.Н. Поперечная (субширотная) зональность Южного Урала: причины и время возникновения // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 2. С. 134–139.
5. Казанцева Т.Т. Структурно-тектонический фактор в генезисе тепловых аномалий горы Янгантау // Геологический вестник. 2018. № 1. С. 83–97.
6. Казанцева Т.Т. К проблемам нефтегазовой геологии горы Янгантау в геодинамическом аспекте (Башкирия, Ю. Урал) // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 3(26). С. 1–18.
7. Мухамедияров Р.Д. Метод тепловизионной генерализации и полупрозрачности глубинных структур Земли // Материалы Международной научно-практической конференции. «Инновации и технологии в разведке, добыче и переработке нефти и газа». Казань: Изд-во «ФЭН», 2010. С. 312–317.
8. Нигматуллин Р.И., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Происхождение тепловых аномалий горы Янгантау на Южном Урале // Геология. Известия Отделения наук о Земле АН РБ. №3. Уфа: Гилем, 1998. С. 24–43.

**С.А. Бакирова¹, Е.А. Родина¹, К.Ф. Алешина¹,
А.М. Никишин¹, Х.В. Посамантиер²**

История развития палеоцен-эоценовых карбонатов Амеразийского бассейна по сейсмическим данным

Исследуемая территория расположена в пределах Амеразийского бассейна Северо-Ледовитого океана и включает в себя поднятие Альфа-Менделеева и сопряженные бассейны – Макарова, Подводников, Наутилус, Менделеева. Объектом исследования являются палеоцен-эоценовые карбонатные отложения, формировавшиеся в условиях морских платформ и шельфов в динамично меняющейся палеогеографической и климатической обстановках.

Карбонатные породы этой эпохи играют ключевую роль в реконструкции истории бассейна, так как их формирование связано с крупными палеотектоническими и палеогеографическими событиями, такими как:

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

² Posamentier Geosciences LLC, CA, USA

- Изменение уровня моря, включая эпизоды регрессии и трансгрессии.
- Многочисленные сбросы, по которым планируется установить возраст сбросообразования.
- Изменения палеоклимата, включая Палеоцен-Эоценовый тепловой максимум (PETM – Palaeocene–Eocene thermal maximum).

Исследования производятся методом сейсмостратиграфии на основе сейсмических профилей, полученных в ходе российских экспедиций «Арктика – 2012», «Арктика – 2014», «Арктика – 2016», «Арктика – 2020», и материалов, полученных при изучении скважин АСЕХ (хребет Ломоносова) [3] и скважин, описанных в работе [1] для Северо-Чукотского бассейна.

Основной профиль для интерпретации – Арктика 2020 (линия AR 20-24), проходит вдоль поднятия Менделеева (рис. 1). На профиль попадает

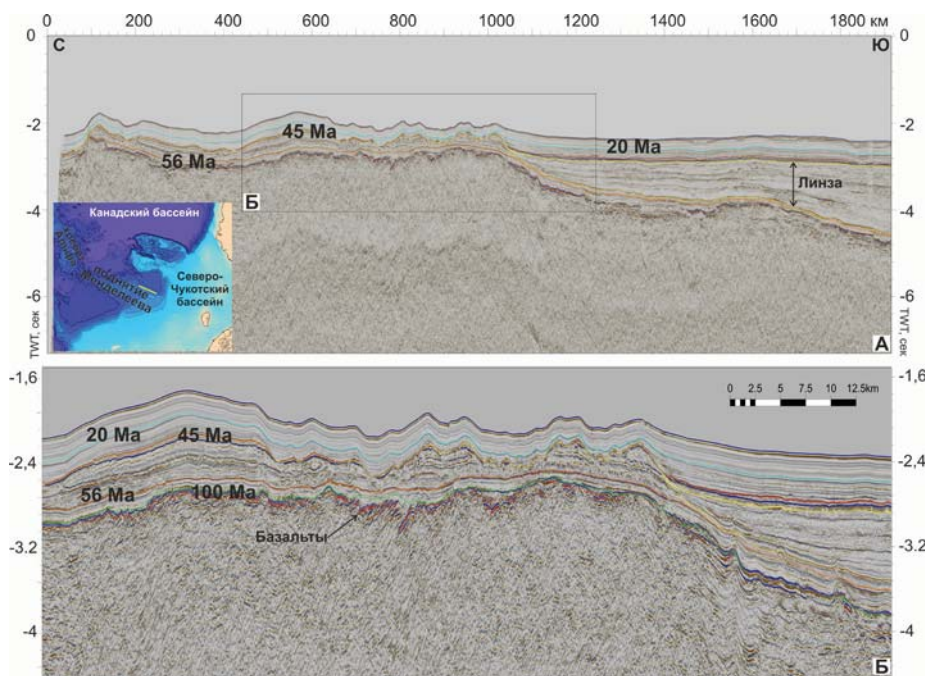


Рис. 1. Временной сейсмический профиль ARC 20-24, проходящий вдоль поднятия Менделеева. Локация профиля указана на карте батиметрии. А – общий вид; Б – вырезка. На поднятии выделяются карбонатные постройки двух морфологических типов. Подошва карбонатных построек – 56 млн лет, кровля – 45 млн лет. В южной части профиля интерпретируется осадочная линза, происхождение и возраст которой дискуссионны

поднятия Менделеева и небольшой бассейн со стороны Чукотского моря. Выделяются 3 сейсмостратиграфических комплекса: акустический фундамент, синрифтовый и пострифтовый комплексы.

На профиле на поднятии выделяются карбонатные постройки двух морфологических типов [4]. Карбонатнакопление в данном месте явно происходило в два этапа с перерывом. Подошва более древних построек представлена высокоамплитудной границей с возрастом 56 млн лет [2]. Карбонатные постройки представляют собой патч-риффы (лоскутные рифы) достаточно правильной формы с ровными границами, что позволяет предположить, что они не были сильно эродированы впоследствии. Кровля патч-риффов является высокоамплитудной фазовой границей. Внутреннее строение характеризуется субгоризонтальными низкоамплитудными фазовыми границами.

После накопления патч-риффов произошел перерыв карбонатнакопления, что маркирует сейсмofация, отличная от карбонатных построек,

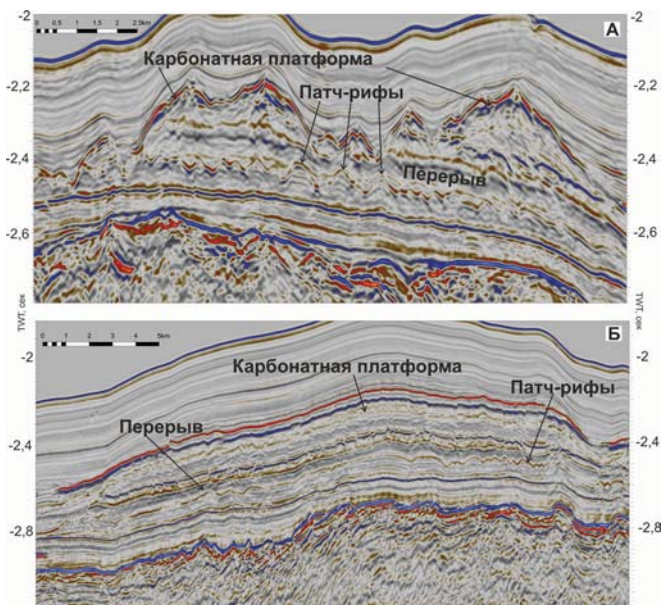


Рис. 2. Вырезки из рис. 1, на которых изображены карбонатные постройки. Граница 56 млн лет совпадает с подошвой патч-риффов. После формирования патч-риффов выделяется перерыв в осадконакоплении, выраженный на профиле прозрачной фазией. После перерыва формировались карбонатные платформы разной морфологии. А – эродированная карбонатная платформа или несколько относительно небольших карбонатных тел. Б – карбонатная платформа линзовидной формы (длина – 21 км, мощность – 0.2 сек, TWT)

определенная нами, как линза, возможно, терригенных пород. Второй этап карбонатонакопления представлен карбонатными платформами, кровля которых совпадает с границей 45 млн лет и также является высокоамплитудной. Внутреннее строение сходно с патч-рифами. В отличие от последних, кровля платформ выглядит эродированной (рис. 2).

Основной вопрос вызывает происхождение и соотношение с карбонатными постройками линзы в южной части профиля, в центральной части которой выделяются структуры похожие на mass-transport deposits. На данный момент принят следующий вариант – линза прилегает к карбонатным платформам и образовалась в результате разрушения и сноса материала с последних, на это указывают mass-transport deposits и эродированная кровля платформ. После накопления платформ, поднятие Менделеева испытало воздымание, а осадки сносились в прилегающий бассейн, испытывающий погружение.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 24-17-00020).

Литература

1. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Колюбакин А.А., Комиссаров Д.К., Бородулин А.А., Обметко В.В., Попова А.Б., Данилкин С.М., Васильева И.С., Тимошенко Т.А., Александрова Г.Н., Гатовский Ю.А., Суслова А.А., Никишин А.М. Технологические аспекты и опыт стратиграфического бурения в морях российской Арктики // Геология нефти и газа. 2024. № 3. С. 19–30. DOI: 10.47148/0016-7894-2024-3-19-30

2. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фоулджер Дж., Глумов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Доронина М.С., Никишин В.А., Сколотнев С.Г., Черных А.А. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. 2022. 156 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. № 632). https://doi.org/10.54896/00023272_2022_632_1

3. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V.23. <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>.

4. Posamentier H.W., Nikishin A.M., Aleshina K.F., Rodina E.A., Afanasenkof A.P., Bachtel S.L., Foulger G.R. Carbonate deposition in the Arctic during the Paleocene Eocene Thermal Maximum (PETM) and Early Eocene Climatic Optimum (EECO) // *Gondwana Res.* 2025. (submitted).

Модель 2D глубинного строения земной коры Мезенской синеклизы по данным комплексного анализа геолого-геофизических данных по региональному профилю Кварц-2

Предлагаемая работа продолжает цикл исследований, посвященных изучению глубинного строения Беломорско-Баренцевоморского региона. Районом исследования, представленным в данной статье, является северная часть Мезенской синеклизы. Кристаллический фундамент этого региона в рифее испытал глубокую деструкцию земной коры с формированием палеорифтовой системы Белого моря. В среднем палеозое произошла реактивация земной коры региона с мощным проявлением ультраосновного–основного магматизма, в том числе и кимберлитового. В связи с этими событиями особый интерес вызывает глубинное строение земной коры этого участка Беломорского региона, о котором мы можем судить лишь по геофизическим данным, которые иногда противоречат друг другу. В работе предлагается вариант модели глубинного строения земной коры, основанный на комплексной интерпретации геофизических данных по региональному профилю Кварц-2.

Рассматриваемый фрагмент регионального профиля Кварц-2 является частью геотраверса Мурманск–Кызыл и пройден в 1983–1985 гг. Центром «Геон» (рис. 1). На базе этих профилей в 1991 г. было проведено двумерное сейсмоплотностное моделирование земной коры, которое явилось основой для распознавания глубинных геологических структур и прогнозирования формирования литосферы геотектонических процессов [4]. Также для интерпретации состояния глубинных слоёв земной коры использовались распределение эффективной плотности субстрата и модель распределения источников магнитных аномалий, для построения которой была применена методика двумерной инверсии аномального магнитного поля, разработанная в лаборатории геофизических полей ИО РАН, позволяющая находить устойчивые контрастные решения с привлечением доступной априорной информации в рамках двумерного подхода. Кроме того, для построения таких модельных разрезов использовались данные геологического строения приповерхностных горизонтов земной коры, отраженной, в частности, на «Тектонической карте Белого моря и

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

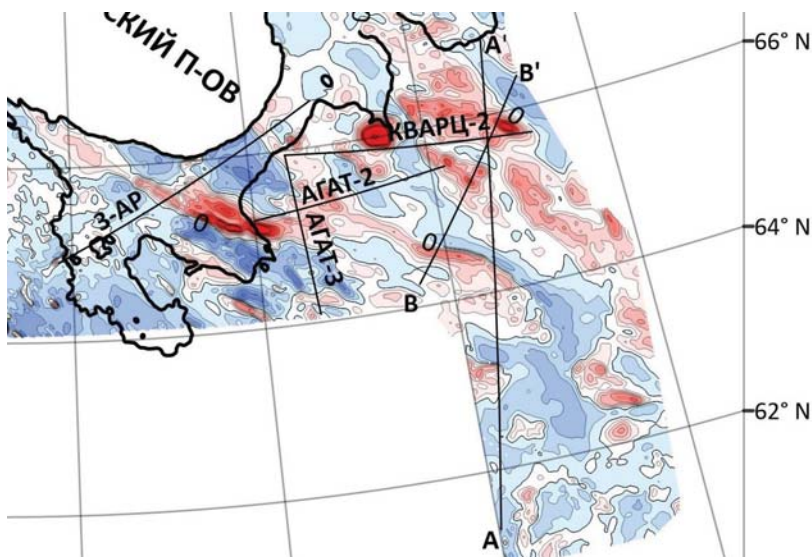


Рис. 1. Схематическая карта АМП Беломорского региона с профилями

Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по фрагменту сейсмического профиля Кварц-2.

А) Графики наблюдаемых и модельных полей по профилю.

Б) Геолого-геофизическая модель земной коры по сейсмическому профилю Кварц-2: 1, 2 – комплексы платформенного чехла: 1 – нижнепалеозойский; 2 – верхневендский; 3 – синрифтовые терригенные образования, выполняющие грабены Беломорской рифтовой системы; 4 – гранитогнейсовый комплекс фундамента (верхняя кора); 5 – средняя пластичная кора; 6 – нижняя кора; 7 – верхняя мантия; 8 – плито- и дайкообразные магматогенные тела основного–ультраосновного состава; 9 – контур области земной коры, насыщенной продуктами основного–ультраосновного магматизма; 10 – разломы. Числа на разрезе обозначают значения плотности субстрата в г/см^3 в блоках, выделенных по данным сейсмопрофилеирования. →

В) Плотностная блоковая модель на основе сейсмических данных на фоне распределения эффективной плотности по данным гравиметрии.

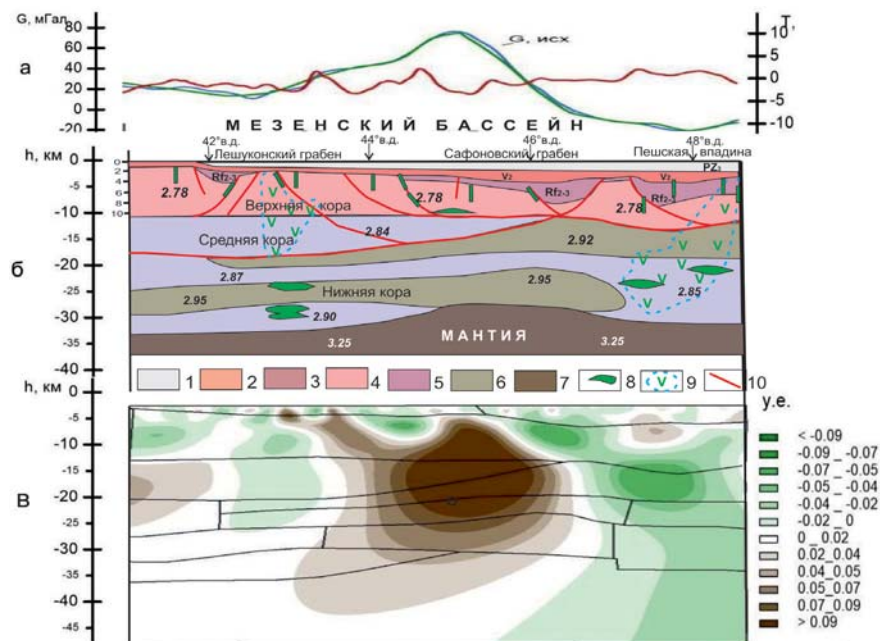
Г) Графики низкочастотной составляющей магнитного поля по профилю КВАРЦ-2.

Д) Модель распределения источников АМП с элементами проявления межслоино-го магматизма (силлы) для профиля КВАРЦ-2' в формате 2D для низкочастотной составляющей магнитного поля.

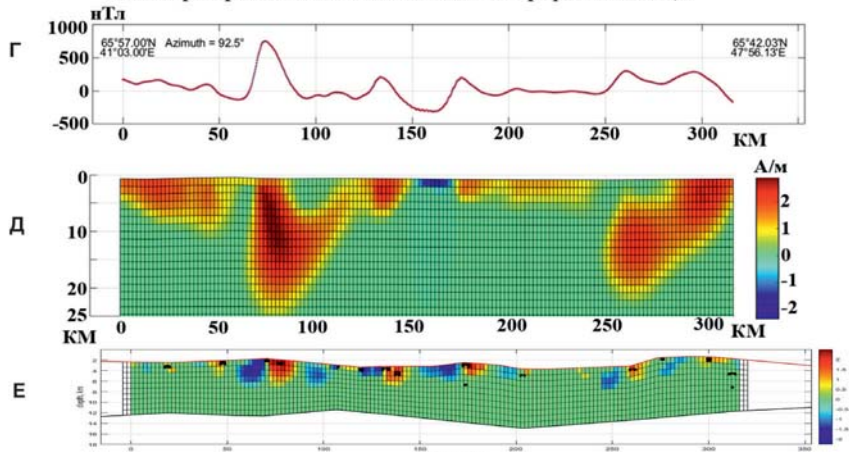
Е) Модель распределения источников АМП с элементами проявления дайкового магматизма в верхней части коры для профиля КВАРЦ-2' в формате 2D для высокочастотной составляющей магнитного поля

прилегающих территорий» (2010). Сделана попытка увязать глубинные источники магнитных аномалий, полученных в формате 2D для низкочастотной составляющей магнитного поля, с проявлениями внутриплитного магматизма.

Региональный профиль КВАРЦ-2 (рис. 2) пересекает различные геотектонические зоны и блоки земной коры (с запада на восток): Терскую



Модель распределения источников АМП по профилю КВАРЦ-2



ступень, Лешуконский палеорифт, Кулойский выступ, Сафоновский грабен и Пешскую впадину, и ориентирован поперек главных структурообразующих глубинных разломов. Наиболее отчетливо в геофизических образах распознаются структуры латерального сжатия или растяжения и сопровождающие их крупные магмагенные проявления. Рифтогенные элементы сквозькорового растяжения выражаются грабенообразными погружениями фундамента, встречным подъемом поверхности М и, как следствие, локальным утонением консолидированной коры. Амплитуда прогибания фундамента достигает 4–5 км, а подъем поверхности Мохо под грабенами составляет 2–4 км, а под областью обширного прогибания на севере Мезенской синеклизы достигает 5 км и больше.

На данном профиле фиксируется достаточно сложное внутреннее строение коры и в то же время подтверждается предположение о горизонтальной расслоенности коры по составу и физическим свойствам. Структурные особенности сопровождаются изменениями скоростных и плотностных свойств. Физические свойства верхних горизонтов консолидированной коры в большинстве случаев изменяются в сторону уменьшения скорости на 0.2 км/сек и плотности на 0.1–0.3 г/см³, свидетельствуя о тектоническом разрушении кристаллических комплексов. В низах коры происходит как уменьшение сейсмодатных параметров, так и их увеличение. Такое расслоение земной коры под областью развития рифтогенных структур, где более плотные горизонты переслаиваются с менее плотными, может косвенно свидетельствовать о возникновении здесь горизонтальных перемещений относительно друг друга слоев земной коры в режиме растяжения (транстензии?) при рифтогенезе. В этом случае предполагается проникновение в кору мантийного вещества по зонам разломов. Масштабные магматические насыщения косвенно подчеркиваются поведением сейсмических границ, которые испытывают локальные воздымания над областью тектоно-магматической переработки [3, 4].

Выше упомянутые рифтогенные структуры отчетливо отражаются в аномальном магнитном поле вытянутыми аномалиями преимущественного северо-западного простирания. На модели (примерно 80 км) выделяется глубинный магматический очаг, отражающий периферийную область Мезенской аномалии (рис. 2Д). Для центральной области Мезенской аномалии ($\varphi = 66^{\circ}00$ с.ш., $\lambda = 43^{\circ}62$ в.д.) был выполнен подбор эквивалентных моделей, соответствующих субвертикальным интрузивным телам. В качестве адекватной модели была выбрана вертикальная призма с горизонтальными размерами 16×27 км. Диапазон залегания верхней и нижней кромок модели составил 5 и 17 км, а эффективная намагниченность составила 9 А/м. Подобранные параметры модели свидетельствуют, что источником Мезенской аномалии может являться мантийный диапир, обладающий высокой намагниченностью, сформировавшийся в средне-

палеозойский (позднедевонский) этап реактивации рифтовой системы Белого моря, характеризующийся в основном проявлением щелочно-ультраосновного магматизма.

В восточной части модели так же выделяется глубинный магматический очаг, подобранный источником АМП с эффективной намагниченностью 2–4 А/м. Его верхние кромки определяются почти на поверхности, глубина нижних кромок достигает 28 км, а видимая протяженность вдоль профиля составляет почти 50 км. Этот магматический очаг локализован в пределах Мезенского и Сафоновского палеорифтов и отражает рифтовый этап эволюции Беломорского подвижного пояса в среднем и позднем рифе [1].

В верхней части модели (рис. 2Е), в диапазоне 0–10 км наблюдается горизонт, насыщенный локальными источниками, с эффективной намагниченностью 1–2 А/м. Генетически эти локальные источники могли быть сформированы магматическими телами (дайками, силлами) во время активизации среднепалеозойского (девонского) магматизма.

Литература

1. *Балуев А.С., Журавлёв В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:500 000). М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

2. *Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А.* Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги. Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 583–594.

3. Строение и динамика литосферы Беломорья / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2022. 239 с.

4. *Шаров Н.В., Бакунович Л.И., Белашев Б.З., Журавлев В.А., Нилов М.Ю.* Геолого-геофизические модели земной коры Беломорья // Геодинамика и тектонофизика. 2020. № 11. Вып. 3. С. 566–582.

Геодинамические особенности развития тектоники и минерагении древних платформ

Рассмотрение указанной проблемы следует начать с конкретизации термина. Определение сути минерагении менялось со временем. Л. де Лоне в 1892 г. предложил этот термин как «законы, управляющие распределением ассоциаций и разделением элементов в доступной части земной коры». В конце XX века металлогения (она же минерагения) стала рассматриваться как наука о закономерностях образования и размещения месторождений в пространстве и времени. Это снизило внимание к анализу генетической сущности химических элементов. Минерагению нами предлагается рассматривать как «дисциплину о процессах общей естественной дифференциации вещества Земли, его движения и структурирования, последовательно способствующих образованию полезных ископаемых, а в конечном итоге руд месторождений» [2]. Последнее определение делает акцент на основах генезиса вещества, его движения и структурировании, определяющих саморазвитие минерагенических систем, преобразования в связи с общей геодинамикой. Для древних платформ эти вопросы сложны и в то же время важны, т.к. сочетают активную геодинамику при развитии фундамента и относительно пассивную при режиме платформенного чехла.

Современные знания тектонофизических основ геодинамики Земли и развития минерагении побуждают пересмотреть некоторые общепринятые представления. Установлено, что кимберлиты не являются магматическими породами. В химическом и изотопном составе алмазов важную роль играют экзогенные составляющие. Они погружаются в фундамент при субдукции толщ, участвуя в образовании источника алмаза. В фундаменте Сибирской платформы источник имел форму перевернутого конуса, который слагали толщи, с диспергированными включениями биогенной массы [2, 3]. Его структура сформирована при ячеистой неустановившейся (ограниченной по фазе) конвекции мантийно-коровых масс в раннем протерозое. Зоны субдукции имели вид синклиналей, сжатых и полого погружающихся к центру конвективной ячеи, которой они вызваны. Палеореконструкции фаций бассейна по его толщам, субдуцированным с северо-запада на юго-восток, позволяют выявить дополнительные сведения о месте общей минерагении при геодинамическом развитии Си-

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГБУ ЦНИГРИ), Москва, Россия

бири. В субдукционной синклинали, имевшей падение на юго-восток, залегание толщ верхнего крыла перевернуто, их состав с севера на юг (а в бассейне было наоборот, с юга на северо-запад) отражает переход от шельфовых фаций к глубоководным. Толщи шельфа субдуцированы неглубоко, в них не было больших давлений, необходимых для образования алмазов в кимберлитах. В районе Анабарского щита они служили источником УЩК-карбонатитовых систем. Глубже в зоне субдукции оказались толщи бассейна с базитовым и гипербазитовым основанием, которые стали источником алмазоносных лампроитов и кимберлитов. В кристаллах алмаза, образованных с участием биогенного углерода из толщ раннего протерозоя, встречаются включения пирита, пирротина, пентландита, халькопирита, сфалерита, миллерита, кубанита, т.е. сульфидов присущих рудам норильских месторождений. И это неслучайно. Переходя от крыла с опрокинутым залеганием к нижнему крылу, где залегание толщ нормальное, а далее к северо-западу (на выходе из глубин зоны субдукции в бассейн) попадаем в Хатангский рифтоген, имеющий базитовое основание. Можно полагать, что он, будучи молодым, наследует приосевую часть протерозойского бассейна. Субдуцированные толщи фактически создали базальтовый слой земной коры. На юго-западе, прилегая к Хатангской части бассейна, расположена наиболее крупная адвективная структура пермо-триасовых траппов (массив Путорана) и западнее рядом – знаменитые норильские медно-никелевые месторождения. Их позиция, а главное большие массы пластовых сплошных сульфидных руд и другие факты, дали основание к заключению, что норильские Cu-Ni месторождения образовались в перми–триасе за счет выплавления магм при адвекции из раннепротерозойского базальтового слоя земной коры, в котором находились тела вулканогенно-осадочных колчеданных руд. На их первичную принадлежность к телам регенерированных колчеданов указывают одинаковые фрагменты типичных для колчеданных месторождений слоистых руд, которые раздроблены сопряженными системами трещин скалывания, вдоль которых внедрились трапповые пикриты [1, 4]. Последние образованы за счет ультраосновных вулканитов протерозоя, обогащенных никелем. Вместе с базальтовым магматизмом это привело к общей медно-никелевой специализацию колчеданных руд.

Предлагаемая выше модель процессов может способствовать решению дискуссионного вопроса о природе никелистого железа. Долгое время его находки считались метеоритами, вещественный состав которых отождествлялся с составом ядра Земли. Последующие находки никелистого железа в виде блоков в верхних частях габброидных массивов стали рассматривать как дифференциаты оксидов железа в базитовой магме, восстановленные до металлического состояния флюидами. Такие блоки никелистого железа найдены на Сибирской платформе и описаны в [5],

причем там, где толщи могли содержать остатки колчеданных руд, подвергшихся гальмиролизу на дне бассейна и впоследствии заключенных в фанерозое в трапповые магмы. Если это так, то в окружении подобных железных обособлений возможно нахождение руд, сходных с норильскими медно-никелевыми рудами.

Важнейшей проблемой геодинамики платформ являются факторы, обеспечивающие естественную доставку (адвекцию) полезного ископаемого из глубин. Среди них можно выделить два наиболее важных: 1) плотностная инверсия, созданная при опрокинутом залегании толщ в одном из крыльев субдукционной синклинали; 2) транстенсия, создающая декомпрессию, что приводит к «высасыванию» масс из глубины, даже при отсутствии плотностной инверсии. При обоих процессах участвуют факторы, общая размерность измерения которых аналогична размерности факторов, присутствующих в уравнении архимедовой силы. Для конвекции или адвекции (как её неустановившейся разновидности) сформулированы уравнения подобия для главных переменных факторов, определяющих в геологии конвекцию [1]. Из уравнений следует, что при уменьшении размера системы на один десятичный порядок в подобной ей системе вязкость должна быть на три порядка меньше, а время достижения той же фазы развития на два порядка меньше. Эти условия создают фрактальность геодинамических и минерагенических систем. Кроме того, при возрастании неустойчивости (в конвекции, определяемые числами Рэлея) адвекция в виде валов перерастает в ячеи, чередующиеся в пространстве по волновому закону. На платформах длина волны, легче всего определяется для кимберлитовых трубок по расстоянию между ними (около 3 км или кратно этой величине, при вязкости порядка 10^{11} пуаз), а и для базитовых очагов (30 км, при вязкости порядка 10^{14} пуаз). В контурах более крупных ячеек, фиксирующих зарождение адвективных систем диаметром 250–350 км (при вязкости 10^{17} пуаз), проглядывают овалы контуры их фракталов. К таким ячеям можно отнести мезозойский трапповый массив Путорана, прилегающий к Норильску, а также протерозойский Бушвельд на юге Африки, структурная позиция которого ниже, в сравнении с основанием массива Путорана при плавлении. Геодинамическую и тектоническую сущность Бушвельда логичнее всего связывать с транстенсионной адвекцией древних (около 2 млрд лет) толщ, слагавших восточную зону субдукции ячеи Калахари, где они и были метаморфизованы. Адвектировал массив размером около 430 км в широтном и 260 км в меридиональных направлениях. При подъеме массива на уровень архейских толщ, его верх стал осложняться пятью ячеистыми фракталами, ныне имеющими вид овальных контуров диаметром порядка 100–130 км на фоне общего контура Бушвельда. Таким размерным параметрам должна соответствовать вязкость практически твердых тел (поряд-

ка 10^{16} – 10^{17} пуаз). Эти параметры системы обеспечивают то, что былые слои практически твердых масс сохраняются в виде «рифов» (слоев) на протяжении десятков километров при мощности часто менее 2 м. Позже, при прогрессивном развитии адвекции, сопровождаемой декомпрессией, слои претерпевают инконгруэнтное плавление и магматическое расслоение. Иначе говоря, расслоенность крупных ультрамафит-мафитовых плутонов (Бушвельд, Садбери, Стиллиутер) обусловлена не только дифференциацией при плутоническом магматизме, но и в значительной мере отражает предшествующие условия создания протолита в результате последовательного напластования древних вулканогенных толщ, вмещающих вулканогенно-осадочные и осадочные рудные пласты, которые потом слагают протяженные рудоносные рифы.

Обычный тип трансенсии проявился на Сибирской платформе в леводвиговых зонах Далдыно-Оленёкской и Накынско-Мирнинской, где они, имея на северо-востоке азимут простирания 34° и 33° меняют его в своих юго-западных частях на 40° и 41° соответственно. Эти зоны вмещают алмазоносные кимберлитовые трубки. Подъем масс, превращаемых в кимберлиты, создающие вверху трубки, обеспечивает трансенсия, поддерживаемая непрерывающимся ротационным режимом Земли. Режим реализует медленный длительный подъём алмазоносных масс из больших глубин при малых касательных напряжениях. Этим геодинамика образования трубок кимберлитов, обладающих вязкостью порядка 10^{11} пуаз принципиально отличается от внедрения базитовых магм малой вязкости, внедряющихся в рядом расположенные разломы. Разломы не являются путями перемещения и вместилищем кимберлитов, а характеризуют поле тектонических напряжений при трансенсии. Смысл правила Клиффорда отражает не большой возраст алмаза, как принято считать, а длительность процесса адвекции. Рассмотренные вопросы подчеркивают, что системное рассмотрение минерагении совместно с геодинамикой и тектоникой должно шире использоваться при решении их генетических проблем.

Литература

1. *Барышев А.Н.* Минерагения норильских Cu-Ni месторождений как пермо-триасовое выплавление магм из раннепротерозойского базальтового слоя земной коры, вмещающего вулканогенные колчеданные руды, и геоструктурные преобразования среды // Сборник тезисов докладов научно-практической конференции. М.: ФГБУ «ЦНИГРИ», 2022. С. 26–30.

2. *Барышев А.Н.* Геодинамика, тектоника, минерагения: системный анализ. М.: ЦНИГРИ, 2023. 438 с.

3. *Барышев А.Н. Хачатрян Г.К.* Алмазообразование в связи с конвективной геодинамикой, формирующей фундамент платформ // Проблемы тектоники и

геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 52–57.

4. *Спирidonov Э.М.* Генетическая модель месторождений Норильского рудного поля // Смирновский сборник – 2019. М.: МАКС Пресс, 2019. С. 41–113.

5. *Томишин М.Д., Копылова А.Г., Васильева А.Е.* Самородное железо в траппах Сибири // Петрология. 2023. Т. 31. № 2. С. 202–216.

6. *Хачатрян Г.К., Барышев А.Н.* Азот и водород в алмазах: следствия минерогенеза. М.: ЦНИГРИ, 2022. 188 с.

А.Н. Барышев¹

Тектонофизические и вулканические факторы развития космического тела Веста

Веста условно отнесена к крупнейшим астероидам, но обладает рядом свойств, которые позволяют считать ее нарушенной малой планетой. Особенности ее позиции, морфологии, разрывной тектоники, вулканизма свидетельствуют об образовании их при сочетании эндогенной и общепланетарной динамики, в том числе приливных сил. Эти свойства можно диагностировать по материалам, полученным космическим аппаратом Dawn NASA в 2011–2012 гг., и их описаниям в [2], если сопоставить их с геологическими и тектонофизическими закономерностями, присущими Земле [1]. Веста находится в той части Главного пояса астероидов (в щели Кирквуда), где практически нет других тел. Размеры Весты $572 \times 557 \times 446$ км, средняя плотность 3.46 г/см^3 (сравнимая с 3.347 г/см^3 у Луны), её чрезвычайно большая скорость осевого вращения (при периоде 5.342 часа) позволяют предполагать, что Веста рождена из частного космического вихря, стянувшего мелкие массы пояса астероидов с их аккрецией. Осевая скорость обусловила большое полюсное сжатие Весты и, как следствие, хорошо выраженную регматическую сеть. Сеть состоит из диагональных и ортогональных систем трещин. Близширотная система наиболее ярко представлена поясом Дивалия вблизи экватора, которая подобна грабенам и горстам близширотной сдвиговой зоны Романш в Атлантике на Земле [5]. Примечательно, что именно на платформах Земли

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

сдвига-раздвиги сопровождаются трансензией, которая приводит к декомпрессии, а та в свою очередь к подъему масс подобно всасывающему насосу [1]. Тому способствует постоянно действующий в течение очень длительного времени ротационный режим планет, приводя к подъему масс при напряжениях, превосходящих весьма малый (порядка 10 кг/см²) предел ползучести толщ. Подъем происходит по волновому закону, образуя цепочки ячеистых структур с расстоянием между звеньями, отражающим длину волны. Подобные цепочки кратеров и адвективных ячей присутствуют на Земле и Луне [1, 3, 6]. На поверхности Весты многие кратеры располагаются подобным образом. В литературе это не отмечено, и все кратеры считаются результатом ударного воздействия метеоритов, т.е. явления случайного, не способного приводить к закономерной волновой линейной периодичности тел в пространстве. Неправомерно считать кратером и впадину (кратер Реясильвия) диаметром 460 км на юге Весты, уходящую вглубь на 12 км. В центре её расположена гора высотой 22 км, диаметром 180 км. Такую асимметрию морфологии Весты логичнее связывать с процессом продвижения глубинных масс в северном направлении вдоль оси вихря при аккреции, при нарушении изостазии, а последующее поднятие на юге – с её восстановлением. Асимметрия планет при их рождении отмечалась Ю.М. Пуцаровским, что позже показано на примере комплементарной асимметрии Земли и Луны [1, 3].

Кратеры Весты своеобразны по морфологии. Они конусообразны, без насыпных валов по периферии, которые должны бы образовываться при ударе сверху. Тому, что кратеры являются кальдерами вулканических взрывов, дополнительно соответствует вторая космическая скорость на Весте, равная 0.35 км/с, т.е. меньше скорости вылета дроби из охотничьего ружья. Естественно, что материал эксплозий улетал от Весты в космос. Размеры кратеров как бы калиброваны на разных уровнях разреза Весты, что отражает появление фракталов вверху магматических очагов. Такое явление характерно для недр Земли при уменьшении вязкости масс вверху магматических очагов [1]. Кратеры Весты примечательны тем, что образуют цепочки по несколько штук в прямолинейных отрезках регматической сети с присущими им расстояниями между звеньями. Мелкокалиберные кратеры размером 2–7 км, плохо видимые на снимках, присутствуют только в коре Весты. Кратеры размером 10–25 км присутствуют как в коре, так и в подкоровых толщах. Более крупные крайне редки. Самый крупный из них (до 60 км) в тройном сочетании с более мелкими, подобном скульптуре Снеговика, расположен на плоской поверхности Весты, с которой удалены кора. «Зеркальность» этой плоскости – причина того, что отражательная способность (геометрическое альbedo) Весты достигает 0.423 ± 0.053 . Это делает Весту самым ярким объектом во всем Главном поясе астероидов. В то же время отмечается, что на севере Весты, где её

поверхность испещрена мелкими кратерами, альbedo на порядок меньше. Крупнейшие поверхности малой кривизны, близкие к плоскости, фиксируют следы сползания очень крупных шаровых сегментных блоков, вплоть до их отрыва и ухода в космос в виде астероидов, на которых присутствуют только мелкие кратеры. Эти особенности Весты и астероидов в литературе ранее не отмечались.

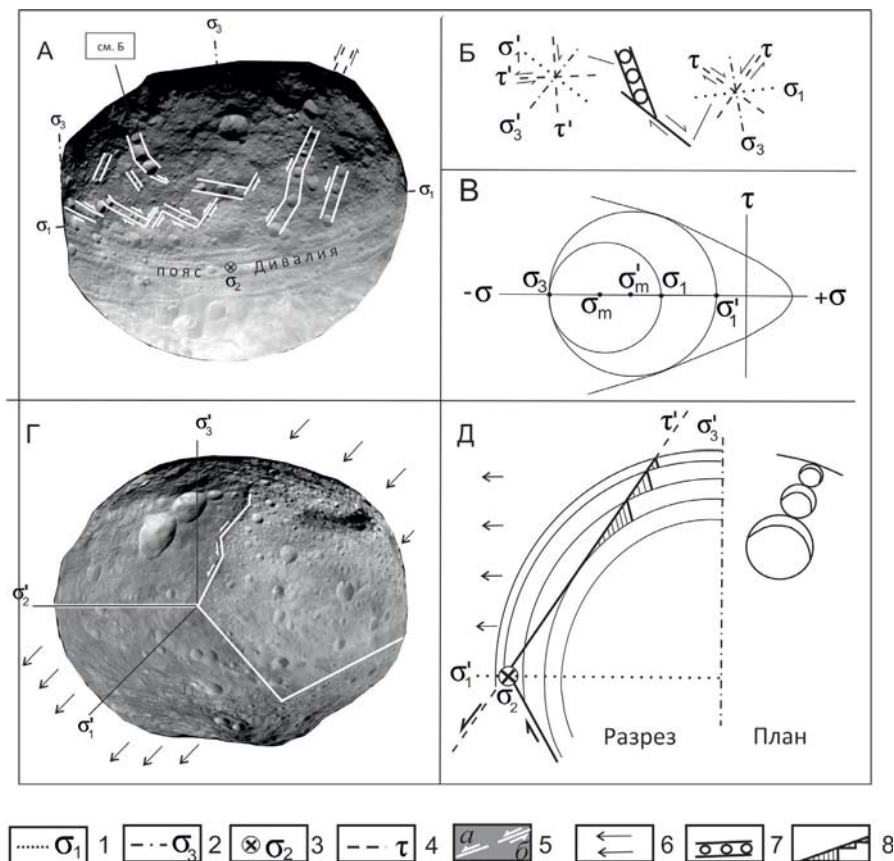


Рис. 1. Веста (по снимкам NASA) и тектонофизическая интерпретация ее структур.

Оси и траектории главных нормальных напряжений: 1 – алгебраически наибольших σ_1 , 2 – наименьших σ_3 , 3 – средних σ_2 , 4 – касательных τ (штрихом помечены индексы в преобразованном поле); 5 – направление перемещения: a – верхнего блока, b – взаимное двух блоков; 6 – направление внешнего гравитационного воздействия; 7 – цепочки кратеров в зонах трансенсии регматической сети; 8 – позиция и профиль кратеров Снеговика

Тектонофизическая интерпретация сущности Весты показана на фрагментах рисунка.

А. Кора на одной стороне северного полушария Весты, формирование вдоль зон трансенсии в регматической сети цепочек кратеров двух видов. Цепочки с крупными кратерами отражают взрывы родоначальных магматических очагов с их периодичностью через расстояния порядка 30 км или кратнo тому, подобно земным [3]. Цепочки с мелкими кратерами отражают фракталы в магматических очагах, с периодичностью около 5 км.

Б. Схема развития трансенсии (перехода части сдвиговых усилий в растягивающие), способствующая образованию взрывных кратеров в трансенсионном поле напряжений.

В. Диаграмма Мора, поясняющая, как увеличение разности $\sigma_3 - \sigma_1$ при трансенсии приводит к снижению всестороннего давления σ_m , к увеличению τ и достижению напряжениями предела прочности, выраженного кривой, огибающей большой круг.

Г. Противоположная сторона Весты, остатки её коры на северо-востоке и подкоровые уровни на остальной части, обнаженные вследствие отчленения громадных шаровых сегментов коры по поверхностям скалывания, с участием отслоения в обстановке приливных сил в результате гравитационного воздействия извне. При малой самогравитации Весты ($g = 0.22 \text{ м/с}^2$), приливные силы будут существенно уменьшать ускорение силы тяжести, величину второй космической скорости и соответственно отрыву масс от Весты, превращая их в астероиды. Наиболее вероятным источником приливных сил у Весты мог быть Юпитер. Если сопоставить орбитальные скорости Весты 19.346 и Юпитера 13.07 км/с, учтя при этом экваториальный диаметр Юпитера (почти 143 тыс. км), то можно приблизительно оценить продолжительность их наиболее тесного сочетания по времени около шести часов. За это время Веста успела повернуться к Юпитеру всеми своими сторонами, но экстремальное воздействие с отрывом блоков от тела Весты, проявилось неодинаково во времени и в разных её частях.

Д. Схематический разрез (слева) и план (справа), поясняющий причины образования сочетания кратеров, названного Снеговиком. Сползание шарового сегмента коры создает снижение литостатической нагрузки, вследствие чего происходят взрывы газонасыщенных масс, занимавших до этого разные площади на разных глубинах. Насыщенность взрывов газами согласуется с тем, что на поверхности Весты отмечается «огромное количество водорода» [4]. Вертикальный разрез Весты показывает, что в направлении с севера на юг поверхность основания сползающего блока (шарового сегмента), на разных отрезках сочетающая крутые разломы с отслаиванием. Это отражается на морфологии каждого кратера Снеговика – южные борта кратеров вверху ограничиваются более глубинными

слоями, чем северные. Сползание блока к югу сначала последовательно приводит к снижению литостатической нагрузки под ним, причем на тем большей площади, чем ближе основание сползающего блока приближается к касательной слоям сфероида. Третий взрыв был максимальным, создав самый крупный кратер Весты. Далее к югу взрывов не было из-за возрастания литостатической нагрузки.

Все отмеченные на Весте структуры и явления, тектонофизическая сущность их при сравнении с земными условиями могут способствовать оценке относительной роли внешних общепланетарных и эндогенных причин в тектонике, в частности самогравитации, приливных сил, ротационного режима, трансенсии, волновой периодичности структур. Особое внимание надо уделять трактовке генезиса кратеров, не относя их поспешно без анализа к метеоритным.

Литература

1. *Барышев А.Н.* Роль планетарной геодинамики в создании астеносферы, конвективных и трансенсионных структур континентальной литосферы // Отечественная геология. 2022. № 5. С. 24–37.

2. *Барышев А.Н.* Адвективная сущность кольцевых кратерных структур на Луне и Земле, проблемы их астроблемной интерпретации // Отечественная геология. 2022. № 5. С. 48–58.

3. *Барышев А.Н.* Геодинамика, тектоника, минерагения: системный анализ. М.: ЦНИГРИ, 2023. 438 с.

4. Большая Российская энциклопедия – электронная версия. Опубликовано 26.07.2023 г.

5. *Пейве А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 548).

6. *Суханов А.Л.* Вулканические формы на Луне // Вулканизм и тектоника Луны. М.: Наука, 1974. С. 7–173. (Труды ГИН; Вып. 262).

Геохимические характеристики лав конуса Зеленый в сравнении с моногенными шлаковыми конусами Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций, Камчатка

Шлаковый моногенный конус Зеленый расположен в 5.5 км к северу от вершины вулкана Вилючинский. Лавовые потоки конуса Зеленый перекрывают истоки реки Большой Саранной. Моногенный конус Зеленый относится к ареальному вулканизму Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (МПЗ), проявление которого связано с разрывом слэба под Центральной Камчаткой [1, 2]. Шлаковый конус Зеленый имеет две основные разновидности магм. Первая разновидность характеризуется следующими содержаниями петрогенных окислов (мас.%): ~50 SiO₂, ~7 MgO. Содержания некоторых некогерентных элементов первой разновидности варьируют в следующих пределах (г/т): ~380 Ba, ~130 Zr. В целом, первая разновидность магм конуса Зеленый соответствует трендам шлаковых моногенных конусов МПЗ [1]. Вторая разновидность магм конуса Зеленый характеризуется наличием магм с полосчатыми текстурно-структурными характеристиками и повышенными содержаниями SiO₂ (~74 мас.%), пониженными содержаниями MgO (<1 мас.%), повышенными содержаниями Ba (~900 ppm). Вторая разновидность магм свидетельствует о сложных процессах эволюции магм в коре, что возможно отвечает повышенному тепловому потоку, спровоцированному разрывом слэба под МПЗ [3], и возможному переправлению земной коры.

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

Литература

1. *Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A., Larionova Y., Perepelov A., Khubaeva O.* Pleistocene-Holocene monogenetic volcanism at the Malko-Petropavlovsk zone of transverse dislocations on Kamchatka: Geochemical features and genesis // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. V. 179. N 11. P. 3989–4011.
2. *Bushenkova N., Koulov I., Bergal-Kuvikas O., Shapiro N., Gordeev E.I., Chebrov D.V., Huang H.H.* Connections between arc volcanoes in Central Kam-

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

chatka and the subducting slab inferred from local earthquake seismic tomography // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2023. V. 435. 107768.

3. *Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Voronova M.* Deep magma sources beneath Central Kamchatka inferred from teleseismic tomography // *Scientific Report* (in review).

В.А. Боголюбский¹, Е.П. Дубинин¹, А.Л. Грохольский¹

Современная динамика и эволюция рифтовых зон Исландии

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 Исландской магматической провинции началось 60–58 млн лет и проходит в условиях ультрамедленного косога 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 Рейкьянесская РЗ, косой рифт (КР) Гримсей), так и сдвиговыми зонами (разломная зона Хусавик-Блатей (РЗХБ), Южно-Исландская сейсмическая зона (ЮИСЗ)) [1].

Рифтовые зоны Исландии начали формироваться 26 млн лет при перескоке центра растяжения с ныне неактивного хр. Эгир на хр. Колбенсей под термическим влиянием Исландского плюма. Исландский плюм ока-

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

зался центрирован на оси растяжения, в зоне сочленения хр. Рейкьянес и Колбенсей, что привело к увеличению генерации расплава и началу формирования Исландской магматической провинции (МП), а граница плит постепенно смещалась к западу от него из-за асимметрии спрединга [3]. Однако положение рифтов в пределах Исландской МП в значительной степени зависит от пульсации плюма. В ходе крупных пульсаций, повторяющихся каждые 6–7 млн лет, происходила миграция (перескок) оси рифта к востоку. В ходе более мелких пульсаций, происходящих с периодичностью в 2–3 млн лет, несколько изменяется положение рифтовых зон [3].

Физическое моделирование условий эволюции рифтовых зон проводилось на базе лаборатории Музея Землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова. 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. 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. Деформации модельной литосферы определяются толщиной хрупкого слоя H и шириной ослабленной зоны W [4].

При моделировании эволюции рифтовых зон Исландии включение локального источника нагрева (ЛИН), имитирующего горячую точку, происходило 4 раза во время эксперимента. При начале растяжения, после первого запуска ЛИН в ходе формирования сегментации центров растяжения отчётливо проявилась эшелонированная структура модельных рифтовых зон и их взаимодействие с помощью перекрытий центров спрединга. При следующем запуске ЛИН в пределах области расплава сформировалось две рифтовые зоны. Одна из них соединилась эшелонированным сдвигом с модельным хр. Рейкьянес при неизменном положении его оси растяжения. Между собой описанные рифтовые зоны соединились эшелонированной трансенсивной зоной. При продвижении главного центра растяжения трансенсивной зоны вниз был сформирован вращающийся блок. При третьем запуске сформировались рифтовые зоны, аналогичные тем, что образовались при предшествующем запуске ЛИН. Несколько изменилась лишь соединяющая их трансенсивная зона, представленная одним крупным рифтовым сегментом. Во время четвёртого запуска ЛИН новая трещина напротив сдвиговой зоны между хр. Рейкьянес и левой рифтовой зоной изменила своё простираие, а левее перешла в эшелонированный сдвиг (рис. 1). Между рифтовыми трещинами был сформирован вращающийся блок. Полученная последовательность соответствует современным представлениям об эволюции рифтовых зон Исландии [3].

Морфометрический анализ проводился с использованием ЦМР ArcticDEM с разрешением 2 м. Всего было выделено 2570 сбросов в пределах рифтовых зон. Для анализа были использованы параметры горизонтальной и вертикальной амплитуд, расстояние между разломными уступами, их видимая длина и максимальный модуль продольной кривизны, отражающий морфологический возраст уступа. Значения параметров определяются рядом факторов, среди которых наиболее весомы кинематика разломной зоны, геодинамические условия, реологические свойства разрушаемых горных пород и интенсивность экзогенных процессов. Применение комплекса различных показателей позволяет делать выводы о конкретных факторах и условиях, влияющих на формирование разломной сети в пределах отдельных структур.

По результатам морфометрического анализа была создана морфодинамическая карта рифтовых зон Исландии в масштабе 1:500 000. Она

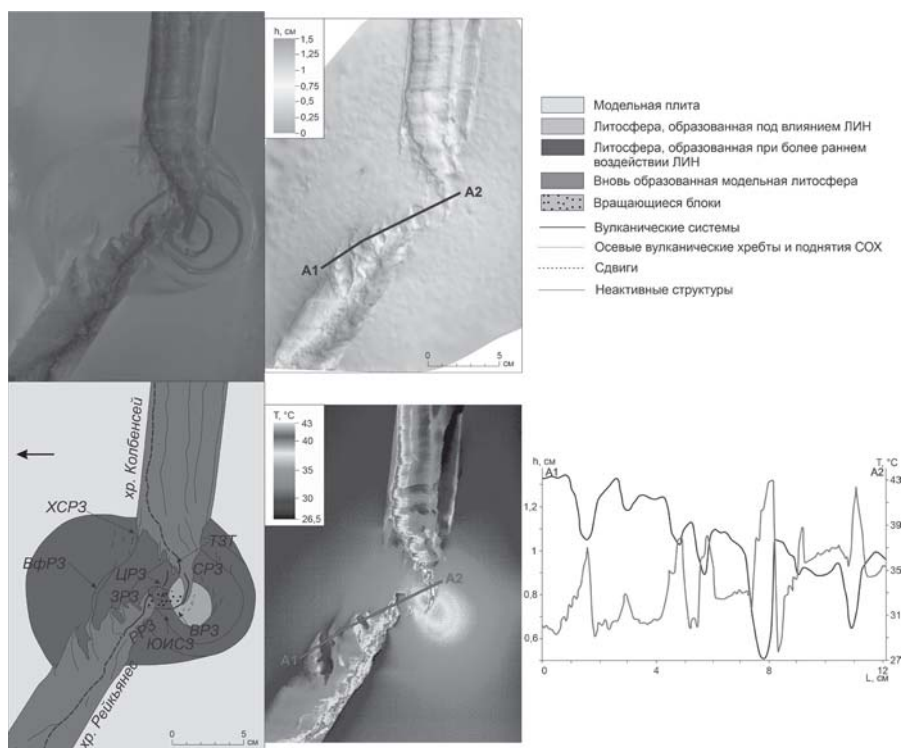


Рис. 1. Эксперимент 2868. Моделирование эволюции рифтовых зон Исландии. Конечная стадия эксперимента.

Слева (сверху вниз) – стадии эксперимента и их дешифрирование, в центре – рельеф модели и температурное поле, справа – профили по линии А1-А2

включает в себя морфодинамическую классификацию вулканических систем, скорости вертикальных и горизонтальных тектонических движений, непосредственно влияющие на структурообразование и скорости деформаций, а также морфоструктурную основу, на которой отражён как эндогенный, так и экзогенный рельеф. Оба типа рельефа имеют тесную взаимосвязь с морфодинамикой рифтовых зон. В классификации вулканических систем выделяются области центральных вулканов, смежные с ними и периферийные части семейств трещин. Кроме того, различаются стадии структурной зрелости: выделяются наиболее динамичные в структурном плане зарождающиеся структурные комплексы. Зрелые комплексы имеют высокую тектоно-магматическую активность, но уже стабильную структуру. Отмирающие комплексы имеют затухающую тектоническую активность и в значительной степени преобразованы экзогенными процессами. Имеются и неактивные структурные комплексы, где тектоно-магматическая активность на современном этапе практически отсутствует.

Таким образом, экспериментально было показано, что развитие рифтовых зон Исландии подчиняется периодическим циклам магматических импульсов Исландского плюма и имеет общую закономерность. Так, в пределах магматической провинции формируются две рифтовые зоны, соединяющиеся в виде перекрытия или трансенсивной зоны, что в обоих случаях находит выражение в морфоструктурном облике Исландии и определяет не только современное строение рифтовых зон, но и общую структуру поднятий и впадин во внерифтовой зоне. Подобная модель развития рифтовых зон наблюдается на каждом этапе и подтверждается полевыми данными и другими исследованиями [3].

На уровне отдельных вулканических систем по результатам морфометрического анализа были выделены особенности рельефа Северной, Восточной и Рейкьянесской РЗ, обладающих наибольшей современной тектоно-магматической активностью. В первых двух случаях она контролируется термическим воздействием Исландского плюма, а в последнем – обусловлена активностью хр. Рейкьянес. Восточная РЗ в настоящее время является ещё не до конца сформировавшейся, а структурные преобразования в её пределах обусловлены не столько тектоническими процессами, сколько магматизмом. Западная и Центральная РЗ, напротив, имеют затухающую тектоно-магматическую активность, что обусловлено продвижением более активной Восточной РЗ.

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 // *Journal of the Geological Society, London*. 2002. V. 159. P. 503–515.

3. Martin E., Paquette J.L., Bosse V. et al. Geodynamics of rift–plume interaction in Iceland as constrained by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and in situ U–Pb zircon ages // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 311. P. 28–38.

4. Shemenda A.I., Grokholsky A.L. A formation and evolution of overlapping spreading centers (constrained on the basis of physical modelling) // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 389–404.

Н.А. Божко¹

Паузы в глобальных проявлениях орогенической активности как отражение суперконтинентальной цикличности

Современная геотектоника характеризуется развитием направления, изучающего суперконтинентальную цикличность как непрерывную последовательность суперконтинентов, существовавших в истории Земли. Данная статья посвящена рассмотрению в этом аспекте одной из проблем орогенеза. При этом, в структуре суперконтинентального цикла (СЦ), вмещающего сборку и распад суперконтинента продолжительностью в 400 млн лет [1] выделяются стадии: слитного суперконтинента, состоящая из фазы аггломерации или слипания (90 млн лет) и фазы деструкции или рифтогенеза (60 млн лет); стадия разобщенных континентов, включающая фазу фрагментации или распада (85 млн лет) и фазу конвергенции или сборки (165 млн лет).

Из приведенной структуры СЦ уже следует присутствие орогенических процессов в фазу сборки суперконтинента и их отсутствие в виде анорогенных интервалов (пауз), соответствующих стадии слитного суперконтинента и фазе его распада.

При рассмотрении реальной геолого-исторической картины учитывались несколько «общепринятых» суперконтинентов, которые формировались в последние 3 млрд лет: Кенорленд, Колумбия, Родиния, Паннотия

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

и Пангея, а также выделенные автором суперконтиненты Ятулия и Готия, не нарушающие, но дополняющие указанный ряд [1].

Анорогенный интервал с суперконтинентом Кенорленд (~2.70–2.50 млрд лет). Первая анорогенная пауза имела место после создания суперконтинента Кенорленд. Давно отмечалось, что во многих районах Мира отложения нижнего мезопротерозоя вообще выпадают из разреза или представлены мелководными континентальными и мелководно-морскими отложениями, что дает основание предположить господство в это время континентального режима поднятия на большей части континентов. Отсутствие корообразующих событий указывает на создание к этому времени мощной корневой коры кратонов. Существование суперконтинента отмечено развитием позднеархейских протоплатформенных чехлов таких как супергруппы Трансвааль в западной впадине Грикваленда, группы Фортеस्कью и низов группы Хамерсли в Австралии, группы Минас на кратоне Сан Франсиску. Синхронно в пределах кратонов отмечается формирование траппов и других анорогенных магматитов.

Вместе с тем, рассматриваемый анорогенный интервал выходит за рамки существования суперконтинента Кенорленд, протягиваясь в пределы фазы его распада, отмечаемого, переходом континентальных и рифтовых отложений в комплексы пассивных окраин новообразованных океанов. Кроме указанных областей развития протоплатформенных чехлов этот процесс фиксирован в Северо-Китайском, Ангольском и Габонском кратонах. Важно отметить, что указанное распространение орогенического загибья в фазу распада суперконтинента наблюдается и в последующих паузах.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Ятулия (~2.30–2.10 млрд лет). Существование данного суперконтинента отражено в отсутствии корообразующих процессов, накоплении протоплатформенных чехлов типа одноименной системы Ятулий Удокана, Претории и др.; в проявлении платформенного магматизма (основные интрузии Финляндии и Карелии дайковые комплексы Нипписинг и другие); обширной ледниковой эпохе на уровне 2.32–2.22 млрд лет и последующей длительной паузе в тектонической орогенической активности. Распад суперконтинента выразился в образовании пассивных окраин Свекофеннского и других новообразованных океанов.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Колумбия (~1.85–1.65 млрд лет). На всех кратонах – фрагментах Колумбии, отмечается накопление речных и дельтовых отложений форландов складчатых поясов, возникших в результате Эбурнейских и Трансгудзонских орогений, а также формирование протоплатформенных чехлов: Рорайма, Веспий, Атабаска, Умкондо и других. Суперконтинентальная эпоха Колумбии отмечена внедрением анорогенных интрузий и комагматичных кислых

субаэральных вулканитов: лополитов Седбери, Кодер, Трансскандинавского пояса, рапакиви Наберру, вулканитов Уатума. Распад Колумбии сопровождался более значительным дроблением южной полушферы. В пределах Восточной Гондваны (Индия, Антарктида, Австралия) возник ряд микроконтинентов, в то время как Лавразия, по-видимому, представляла собой обособленный когерентный блок, окаймленный океанами в районе Гренвилльской провинции и Прибалтики.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Готия (~1.50–1.30 млрд лет). Существование суперконтинента, названного автором Готия, отвечает в основном раннему рифею отечественной шкалы и характеризуется преобладанием поднятий. Более значительное осадконакопление имело место в это время на территории южных материков, где формировались платформенные чехлы во впадинах Куддапа, Годавари, Мак Артур, Виктория Ривер, Данная пауза примечательна широким проявлением анорогенного магматизма в интервале 1.4–1.5 млрд лет в виде субаэральных вулканитов, анортозитов, гранитов-рапакиви на юго-западе Северной Америки, западе провинции Нейн, центральной части Скалистых гор, Амазонском кратоне, Эглабе и других районах. На Балтийском щите этот процесс отразился в формировании мезопротерозойских магматических комплексов Швеции, Дании, Северного Приладожья. Распад Готии привел к новообразованию океанов – будущих орогенов, спаявших суперконтинент Родинию.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Родиния (~1.00–0.75 млрд лет). На субстрате Родинии впервые начали развиваться крупные позднерифейские синеклизы – Таудени, Сан Франсиску, Конго, продолжалось развитие впадин Пурана в Индии. Во время существования Родинии наступила Гнейсёская эпоха оледенения типа Сноубол («земля-снежок»). Распад Родинии выразился в образовании пассивных окраин вдоль новообразованных океанических бассейнов. Так, в Западных Конголидах рифтогенная серия Сансиква сменяется вверх по разрезу карбонатно-морской серией Верхней Шилоанго. Заложение пассивной окраины Канастра вдоль западного края кратона Сан Франсиску произошло около одного млрд. лет тому назад. Формирование Байкало-Патомской пассивной окраины имело место в интервале 970–850 млн лет. Приблизительно к этому же времени относится заложение ленты пассивных окраин Тихоокеанского кольца и формирование карбонатно-терригенных пород и турбидитов серий Уиндермир, Бедмор и других.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Паннотия (~0.60–0.44 млрд лет). Суперконтинент Паннотия, который признается не всеми исследователями, существовал короткое время. Его развитие отмечено формированием вендских платформенных чехлов, залегающих с несогласием на рифейских орогенах в Гондване и на авлакогенах в Лавразии. В

начале плитного этапа суперконтинент был охвачен оледенением, масштабы которого были максимальными за всю геологическую историю. Распад суперконтинента отмечен раскрытием около 570 млн лет океана Япетус и других молодых океанов, что привело к обособлению мегаконтинента Гондвана и континентов Балтики, Сибири и Лаврентии. Окончание паузы фиксируется проявлением в ордовике Таконской орогении.

Анорогенный интервал с суперконтинентом Пангея (~0.32–0.17? млрд лет). Формирование Пангеи состоялось в основном приблизительно 320 млн лет тому назад в результате слияния крупных палеоматериков Гондваны и Лавразии и отмечено несогласиями в основании платформенных отложений в обширных эпиконтинентальных впадинах в разных частях суперконтинента. В позднем карбоне – ранней перми отмечается накопление ледниковых отложений на площади гондванских материков. Во время существования слитного суперконтинента, особенно во второй его половине отмечаются проявления континентального рифтогенеза и траппового магматизма. Начало распада Пангеи и формирование молодых океанов устанавливается в Центральной Атлантике в 170 млн лет.

Рассмотрение анорогенных пауз показывает определяющее значение в них стадии слитного суперконтинента СЦ, а внутриплитный характер протекающих при этом процессов указывает на господствующую роль мантийных плюмов. Последнее объясняется термоизоляцией мантии, возникающей при образовании суперконтинента, что было установлено еще Андерсоном [2]. Континентальная литосфера препятствует больше потере тепла из недр Земли по сравнению с океанической литосферой из-за ее большей мощности. При образовании суперконтинента образуется теплоизоляционный экран, препятствующий выходу внутриземного тепла, провоцирующий формирование восходящих горячих потоков в мантии и вызывающий в конечном счете распад суперконтинента. Максимальное проявление тектоники мантийных плюмов отмечается в фазы деструкции и фрагментации суперконтинентального цикла. Плюмы начинают образовываться под суперконтинентом через 50–100 лет после его формирования [3], т.е. в фазу деструкции СЦ, отмеченную широким проявлением континентального рифтогенеза [1] и прогрессивно увеличиваясь в количестве переходят в фазу распада и новообразования океанов. Распад суперконтинента происходит в условиях длинноволновой конвекции и существующих плюмов. Окончание орогенной паузы наступает с появлением в океанах зон субдукции и его определение затруднено в каждом конкретном случае.

Вместе с тем, принимая во внимание недостаток имеющихся геохронологических данных, относящихся, в подавляющем большинстве к докембрию, можно сделать вывод об общем соответствии орогенических пауз

стадиям существования слитного суперконтинента и фазам его распада включительно. Несомненно, что границы указанных интервалов будут корректироваться по мере поступления нового фактического материала, приближаясь к идеализированной структуре суперконтинентального цикла.

Литература

1. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 13–27.
2. Anderson D.L. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. Nature. 1982. V. 297. P. 391–393.
3. Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D., Wang J., Zhang S., Zhou H. Geochronology of Neoproterozoic synrift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // Precam. Res. 2003. V. 122. P. 85–109.

Д.Д. Булгакова^{1,2}, Е.Ф. Летникова¹, А.В. Иванов¹

Эпизод вулканизма в среднем ордовике Систигхемского прогиба Тувы (на примере отукдашской свиты)

Центрально-Азиатский складчатый пояс сформировался в ходе эволюции Палеоазиатского океана и образует коллаж террейнов. В его северо-восточной части расположен Тувинский террейн, в палеотектоническом плане представляющий собой Тувино-Монгольскую венд-кембрийскую островодужную систему. Островодужные комплексы этой системы находятся также в структурах Озерной зоны Монголии [7]. В ее строении в полной мере выделяются задуговая Восточно-Тувинская, островодужная Таннуольско-Хамсаринская и преддуговая Саяно-Тувинская зоны [7]. По данным исследований эти структуры связаны с двумя этапами развития: венд-раннекембрийский островодужный и позднекембрийско-ордовикский аккреционно-коллизийный [7, 9]. Систигхемский среднекембрийско-

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

силурийский прогиб локализован в структурах ее преддуговой зоны и образован в ходе аккреционно-коллизийного этапа [8]. Большая часть прогиба заполнена кембрий-девонскими стратифицированными отложениями осадочного чехла. Считается, что они накапливались в морских прибрежных обстановках, без участия вулканической деятельности [3].

Объектом исследования является откудашская свита Систигхемского прогиба, которая составляет базальный горизонт, сложенный крупногальчатыми конгломератами с прослоями гравелитов и песчаников. Находки ископаемых органических остатков отсутствуют, и поэтому эти отложения условно отнесены к основанию силура [4]. В процессе изучения разреза нижней части откудашской свиты в районе левобережья р. Баян-Кол (GPS-координаты: N51°38'26.0", E93°38'32.4") было установлено переслаивание трех горизонтов конгломератов, кварц-полевошпатовых песчаников, вулканитов и туфов, о последних упоминания в литературных источниках не было обнаружено.

В процессе исследований в осадочном разрезе впервые установлены прослои вулканитов, что никак не соотносится с нормально осадочным образованием свиты, без участия вулканизма, согласно литературным данным [3, 4]. Петрографические исследования показали, что первый прослой представлен риодацитами с флюидалной текстурой, сложенными калиевым полевым шпатом (40%), кварцем (40%), плагиоклазом (15%) и биотитом (5%). Два последующих прослоя в разрезе представлены литокристаллокластическими дацитовыми и трахидацитовым туфами, которые состоят из полевых шпатов (45–55%), кварца (15–20%), биотита, хлорита, мусковита (20%), а также обломков долеритов, базальтов, кварцитов и андезитов (15–20%). Цементирующая масса – микрокристаллическая хлорито-серицитовая, местами ожелезненная. При этом, в выделенных трех горизонтах конгломератов откудашской свиты матрикс так же имеет вулканическое происхождение и является дацитовым туфом. Таким образом, изученные грубообломочные породы относятся к туфоконгломератам, и, вероятно, являются продуктами лахар или палящих туч при активной вулканической деятельности.

Проведенные исследования с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 (ИГМ СО РАН) позволили наиболее точно установить состав и текстурно-структурные особенности риодацита. Так, в кварц-калишпатовой основной массе со следами течения лавы изучены порфиновые выделения граната, сфена, циркона с повышенными содержаниями Hf и Nb, ограненного апатита с содержаниями Ce и Sr, рутила, магнетита с присутствием Ni, Cr и Ti, калиевого полевого шпата с Ba. Были также замечены мелкокристаллические агрегаты кварца и минеральных выделений, высоко насыщенных редкоземельными элемен-

тами. В туфовом матриксе конгломератов среди акцессорных минералов установлено идиоморфное зерно хромита.

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ туфы относятся к умереннокалиевым породам, в то время как риодацит принадлежит полю высококалиевых пород. Согласно индексу MAlI туфы относятся к щелочным, а риодациты к щелочно-известковым образованиям. На диаграмме $\text{Fe}^*\text{--SiO}_2$ [11] точки составов дацитового туфа и риодацита располагаются в поле магнезиальных гранитоидов, в то время два другие туфа являются высокожелезистыми. По индексу глиноземистости все породы относятся к перглиноземистым.

U-Pb датирование циркона методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) (ИГМ СО РАН) проведено для риодацита. Проанализировано 40 зерен, 35 из которых имеют конкордантные значения, их возраст составил 462.5 ± 3.6 млн лет, что соответствует среднему ордовику, а не силуру, как это считалось ранее. Полученная геохронологическая оценка возраста обозначает время образования свиты и свидетельствует о синхронном вулканизме в среднем ордовике в пределах Систигхемского прогиба Тувинского сегмента.

Этап вулканизма с близким возрастом (460 млн лет) зафиксирован в вулканитах адырташской и деспенской свит Таннуольского террейна на юге Тувы, а также в составе хамсаринской свиты одноименного террейна в его северо-восточной части [2, 5, 10]. В трех свитах установлены кислые эффузивы, в двух последних из которых также присутствуют субщелочные породы, что позволяет соотносить их с риодацитом и туфами отукдашской свиты как по своим петрохимическим характеристикам – умеренное содержание MgO , высокая железистость, принадлежность к высококалиевому типу и известково-щелочным сериям, так и геохронологически – 460–463 млн лет – время образования вулканитов [2, 5, 10]. По набору геохимических характеристик эффузивные породы деспенской и хамсаринской свит относятся к образованиям, сформированным во внутриплитных анорогенных обстановках [2, 10].

Изучения состава обломочной части туфоконгломератовых горизонтов, определили, что наиболее распространенными являются гранитоиды – преимущественно лейкограниты и лейкоплагиограниты с возрастом 550–552 и 577 млн лет, соответственно, кварцевые диориты, широко распространены вулканиты среднего и кислого состава. Обломки лейкоплагиогранитов вендского возраста также установлены в кембрийских конгломератах баянкольской свиты Систигхемского прогиба и терегтгской свиты юга Тувы, которые сопоставляются по своим петрохимическим и геохронологическим характеристикам с породами отукдашской свиты [1, 6]. Таким образом, есть основание полагать о том, что для данных валунов из конгломератов существовали источники сноса гранитоидного

материала, образованные в ходе одного магматического этапа развития в составе единой тектонической структуры на рубеже 580 млн лет.

Таким образом, установление в разрезе отукдашской свиты вулканических пород и туфов и сопоставление их с вулканическими породами юга Тувы на основе петрохимических данных дает основание сделать заключение о широком проявлении вулканизма в среднеордовикское (460–463 млн лет) время. По-видимому, этот этап связан с обстановками постколлизийного растяжения, повлекшего за собой проявления рифтогенного вулканизма в Тувинском сегменте ЦАСП [2, 10], и не мог быть реализован в аккреционно-коллизийных обстановках.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН № FWZN-2022-0036.

Литература

1. Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Систигхемского прогиба Тувы // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 783–800.

2. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Ветрова Н.И., Летников Ф.А., Вишневская И.А., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С., Черяковская М.В. Петрогенезис деспенских вулканогенных образований средне-позднеордовикской вулcano-плутонической ассоциации Таннуольского террейна (юго-запад Тувы) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 6. С. 782–799.

3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, кн. 1. 328 с.

4. Зубрилин Я.С. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-IV (Баян-Кол). Объяснительная записка / Ред. В.Г. Богомолов. М.: ВСЕГЕИ, 1963. 115 с.

5. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Ветров Е.В., Прошенкин А.И. Первые результаты геохимических исследований и U-Pb датирования цирконов пород адырташской свиты позднего ордовика (юго-запад Тувы) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2020. № 18. С. 128–129.

6. Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Маслов А.В., Ветрова Н.И. Раннекембрийские отложения континентальной окраины (юг Тувы, берегитгская свита): результаты U-Pb датирования детритовых цирконов и Sr-хемостратиграфии // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. DOI:10.1134/S1028334X23601177.

7. Монгуш А.А. Тектоническая эволюция ранних каледонид Тувы и метаморфизм северо-западной окраины Тувино-Монгольского массива // Геология, магматизм и металлогения Центра Азии. 2018: Рудно-магматические системы

Сангилен (щелочные интрузивы, карбонатиты): материалы I Всерос. поле-вой конф. с междунар. участием (14–30.07.2018, Сангилен, Россия). Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН. 2018. С. 75–83.

8. Монгуш А.А. Геологическое положение, геохимический и Sm-Nd-изотопный состав офиолитов Саяно-Тувинской преддуговой зоны // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 30. С. 56–75.

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

10. Школьник С.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф., Хаю Х., Хиоланг Ю., Юджин Л., Вишневская И.А., Бараиш И.Г. Среднеордовикские эффузивы Хамсаринского террейна (Тува) как индикаторный комплекс // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1298–1313.

11. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.G., Arculus R.G., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Petrology. 2001. V. 42. N 11. P. 2033–2048.

**Г.Н. Бурмакина¹, А.А. Цыганков¹, В.Б. Хубанов¹,
Д.В. Семенова²**

Кристаллогенезис и возраст цирконов из мафических включений

Мафические включения широко распространены в гранитоидах активных континентальных окраин и во внутриплитных проявлениях салического магматизма. Считается, и этому есть весомые доказательства, что ММЕ (mafic microgranular enclaves) представляют собой диспергированные «капли» в разной степени гибридизированного мафического расплава. Одним из аргументов, подтверждающих природу таких включений, является сходство изотопного возраста включений и вмещающих их пород. Вместе с тем детальный анализ цирконов из ММЕ и комбинированной дайки свидетельствует о гораздо более сложной истории его формирования.

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

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

В настоящем сообщении приводятся результаты изучения цирконов из мафических включений Улекчинского гранитоидного массива в Забайкалье и минглинг-дайки первого типа [5] в Восточном Казахстане. Выбор этих объектов обусловлен тем, что при всем их различии цирконы из изученных пород обладают определенными чертами сходства, которые как нам представляется, могут быть связаны с процессами взаимодействия контрастных магм.

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный плутон – типичный представитель гранитоидов зазинского комплекса в Юго-Западном Забайкалье. Массив, расположенный в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь несколько сотен км². Массив характеризуется большим количеством меланократовых включений.

Степень преобразования включений различна – от сохранения всех признаков исходной магматической структуры и минерального состава, до практически полной «гомогенизации», где включения опознаются лишь по более меланократовым мелкозернистым участкам с расплывчатыми контурами. Подобные образования часто называют «теневыми ксенолитами».

Размер включений в среднем составляет 10–12 см в поперечнике, форма чаще всего округлая (сферическая) или линзовидная, никаких изменений состава и текстурно-структурных особенностей в краевых частях включений, по сравнению с центром, или во вмещающих породах не наблюдается. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, за исключением так называемых «теней».

Калбо-Нарымский гранитоидный батолит, площадью более 15 000 км², является крупнейшим в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Столь масштабное гранитообразование, охватившее период с 300 до 275 млн лет назад и связанное с массовым плавлением ювенильной коры (вулканомиктовые турбидиты, базальты OIB и MORB типов) [1] связывается с термальным воздействием и, возможно, вещественным вкладом мантийных магм Таримского плюма.

Миролубовский дайковый комплекс относится к финальной стадии позднепалеозойского этапа магматизма, сформировавшего Калбо-Нарымский батолит, при этом ориентировка как отдельных даек, так и дайковых роев ортогональна к простираению батолита и вмещающих его складчатых структур. Наиболее крупные дайковые рои – Аюда и Манат [2], располагаются в центральной части Калбинского батолита. Предметом нашего изучения была самая крупная комбинированная базит-гранитная дайка (минглинг-дайка) роя Аюда мощностью 30–35 метров и протяженностью около 10 км, за что она получила рабочее название «Гигантская дайка Восточного Казахстана».

Дайка представляет собой крутопадающее плитообразное тело, имеющее зональное строение. Краевые зоны мощностью до 4.5 м сложены породами базитового ряда, центральная часть, шириной 20–25 м, салическая с большим количеством мафических включений. Распределение мафических включений неравномерное. Большая их часть приурочена к краям салической зоны, тогда как в ее центре включений почти нет. Центральная зона салической составляющей дайки (без включений) граносиенитовая, а участки, примыкающие к краевым базитам и насыщенные мафическими включениями, имеют более основной состав, отвечающий кварцевым монцонитам (гибридные породы). Краевые базиты имеют закаленный контакт с вмещающими калбинскими гранитами. Контакт с гибридными монцонитами резкий, но изменений зернистость ни с той, ни с другой стороны не установлено. Переход от гибридных кварцевых монцонитов (насыщенных включениями) к граносиенитам центральной зоны постепенный.

Циркон, выделенный из образцов включений второго типа Улекчинского массива, и из гибридной породы с ММЕ комбинированной дайки, имеет сходное строение и претерпел два главных независимых эпизода вторичного преобразования [3]. В процессе первого из них магматический циркон с зональностью частично или полностью замещался «пористым» (рис. 1) цирконом со сложной нерегулярной внутренней структурой, а во время второго – зерна как первичного, так и пористого циркона обрастали каймой гомогенного в катодной люминесценции циркона. Пористый циркон содержит микровключения торита, барита, а также других редкометалльных и редкоземельных минералов (пирохлора и гачетолита?), свидетельствующих о том, что зерна циркона подверглись переработке, возможно, флюидами, содержащими не только F и Th, но и Y, U, Nb, Ta, Ba, Fe, Ti и Ca. Повидимому, эти компоненты высвобождались в процессе химического взаимодействия с весьма ограниченной изоморфной емкостью [4] UPb геохронологические исследования циркона (SHRIMP-RG, LA-ICP-MS) показали, что его возраст в ММЕ из Улекчинского массива варьирует в широких пределах, от 304 до 802 млн лет, а в гибридной породе комбинированной дайки – от 493 до 292 млн лет и коррелирует с особенностями внутренней структуры зерен, что объясняется характером наложенных процессов. Однако во многих случаях эти оценки возраста имеют более низкие значения (около 300 млн лет), особенно для участков зерен вдоль границы с пористой разновидностью или при «проникновении» в них материала оболочек.

Оценки возраста пористого циркона также варьирует в широких пределах, что объясняется присутствием реликтов (доменов) первичного циркона в пористой матрице. Мы полагаем, что наиболее близки возрасту кристаллизации пористого циркона максимальные из полученных дати-

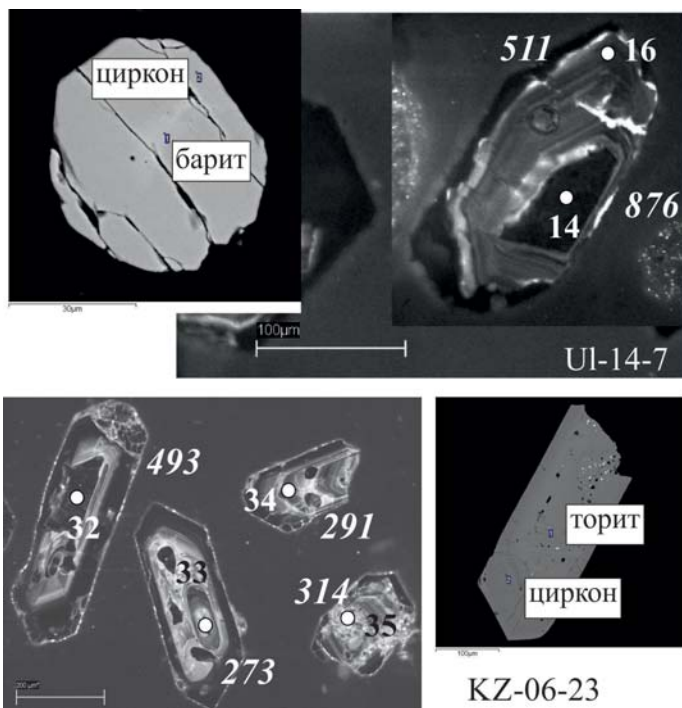


Рис. 1. Изображения зерен циркона в катодной люминесценции из ММЕ Уленчинского массива (обр. UI-14-7), и «Гигантской дайки Восточного Казахстана» (KZ-06-23).

В центре – строение пористого зерна (зерно 32, 14) хорошо видны мелкие выделения торита и барита. Кружками обозначено положение точек локального изотопного анализа на SHRIMP-RG и UPb возраста

ровок, т.е. этот циркон образовался 760–802 млн лет назад. Формирование светлых (в катодной люминесценции) оболочек зерен, по-видимому, происходило позже, в результате взаимодействия циркона с салическим расплавом.

Исследования поддержаны грантом РФФ № 23-17-00030, и выполнены в рамках.

Литература

1. Kotler P., Khromykh S., Kruk N. et al. Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U–Pb zircon // Lithos. 2021. V. 388–389 106056. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106056>

2. *Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D., et al.* The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // *Lithos*. 2022. V.426-427. doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106801

3. *Hanski E., Huhma H., Vuollo J.* SIMS zircon ages and Nd isotope systematics of the 2.2 Ga mafic intrusions in northern and eastern Finland // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 2010. V. 82. P. 31–62.

4. *Halpin J.A., Daczko N.R., Milan L.A., Clarke G.L.* Decoding nearconcordant UPb zircon ages spanning several hundred million years: recrystallisation, metamictisation or diffusion? // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. P. 67–85.

5. *Wiebe R.A., Ulrich R.* Origin of composition dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // *Lithos*. 1997. V. 40. P. 157–178.

М.М. Буслов¹, А.В. Травин¹, В.Д. Зиндобрый¹

Венд-палеозойская тектоника и геодинамика Обь-Зайсанской, Алтае-Саянской и Джунгарской складчатых областей

В северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) традиционно выделяются Обь-Зайсанская, Джунгарская и Алтае-Саянская области [1]. Во многих публикациях формирование ЦАСП рассматривается как результат аккреционно-коллизионных взаимодействий плиты Палеоазиатского океана с Сибирским и Казахстанским палеоконтинентами [1–4]. В составе пояса выделены разновозрастные складчатые зоны, образованные в венде–палеозое последовательной аккрецией и коллизией островных дуг, микроконтинентов и океанических поднятий к Сибирскому континенту. Считается, что между Казахстанским и Сибирским палеоконтинентами существовал Обь-Зайсанский океан, закрытие которого привело к формированию одноименного складчатого пояса. Выделяются Казахстанская и Алтайская окраины океана, которые в венде–палеозое представлены фрагментами островодужных систем, соответственно, Бошекуль-Ченгизской и Жарма-Саурской зонами, и Рудно-Алтайской и Кузнецко-Алтайской зонами, имеющими в целом юго-восточное простирание. Палеозойские фрагменты островодужных систем субширотного

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

простираются широко представлены южнее в северо-западной части Китая (Джунгарии).

Существуют различные точки зрения о направленности и полярности субдукционных и коллизионных процессов в Обь-Зайсанской и Джунгарской складчатых областях, запечатлённых в фрагментах островных дуг, офиолитовых меланжах и зонах смятия. Большие выходы серпентинитовых меланжей, такие как Чарский в восточном Казахстане, Барлик–Хонгулен–Хебукесайры, Милеский и Тангбале в северо-западном Китае, трактуются как сутурные зоны Обь-Зайсанского океана [1–4] или нескольких океанов [5].

Согласно другой точки зрения [6, 7] в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная граница, над которой сформировалась дуга Кипчак-Тувинно-Монгольская. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского палеоконтинентов произошли деформации дуги, выраженные в формировании ороклинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов, вызвавших многочисленные повторения ее фрагментов. Наиболее важными эпизодами в формировании ЦАСП считаются правосторонние позднекарбонные, а затем – левосторонние позднепермские сдвиговые смещения. Для территории Обь-Зайсанской складчатой области выделена крупная сдвиговая зона, разделяющая Казахстанскую и Монгольскую ороклинальные складки, представляющие фрагменты, соответственно, Кипчакской и Тувинно-Монгольской островных дуг.

В последнее время авторами доклада реализуется принципиально новый научный подход в выявлении особенностей тектонической и геодинамической эволюции земной коры Центральной Азии на основе петролого-структурного и термохронологического изучения [13, 14] ключевых объектов Обь-Зайсанской, Алтае-Саянской и Джунгарской складчатых областей. В тектоническом и геодинамическом районировании ЦАСП выделяются [8–11] венд-палеозойские коллизионные и аккреционные орогены. Для коллизионных орогенов характерной чертой является наличие в них докембрийских микроконтинентов Гондванской группы, тогда как в составе аккреционных орогенов они отсутствуют. Считается, что орогены образованы на юго-восточной и юго-западной конвергентных границах Сибирского кратона, соответственно: коллизионный – на границе с плитой Палеоазиатского океана и аккреционный – с плитой океана Палеопацифика. Их первичные положения и взаимоотношения во многом нарушены позднепалеозойскими надвигами и сдвигами. Особенно сложные структурно-вещественные комплексы созданы разломной тектоникой в Восточном Казахстане и Джунгарии. Показано, что складчатые области в венде–палеозое представляли фрагменты единого аккреционного орогена, деформированного в позднем палеозое в крупную орклинальную складку,

включающую Бошекуль-Ченгизскую, Жарма-Саурскую, Рудно-Алтайскую и Кузнецко-Алтайскую острооводужные фрагменты, осложнённую вначале надвигами, затем сдвигами.

Новые геолого-геохимические данные позволяют утверждать, что офиолитовые меланжи Обь-Зайсанской и Джунгарской складчатых областей являются фрагментами аккреционного комплекса, выдавленного по позднепалеозойским надвигами из-под турбидитов среднедевонско-раннекарбонного преддугового прогиба. В результате чего сформировались покровно-надвиговые структуры, включающие офиолитовые меланжи, которые трактуются как сутурные швы Обь-Зайсанского океана, разделяющего Сибирский и Казахстанский палеоконтиненты [1] или сутурные швы нескольких океанических бассейнов [7]. Выявлено, что Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия в позднем карбоне – ранней перми формировались как покровно-надвиговые сооружения, завершая субдукционный процесс, затем в перми – как крупно-амплитудные сдвиговые зоны. Чарышско-Теректинско-Телецко-Саянской сутурно-сдвиговая зона, разделяющая в Алтае-Саянской складчатой области Сибирский палеоконтинент и коллизионный ороген (Тувинско-Монгольская островная дуга и одноименный докембрийский микроконтинент), формировалась за счет венд-кембрийской океанической коры задугового бассейна и развивалась в палеозое как субдукционная, в позднем девоне – раннем карбоне – как покровно-надвиговая структура, нарушенная в перми продольными и поперечными сдвигами.

Полученные результаты последних лет позволяют подтвердить точку зрения [8–11], состоящую в том, что Обь-Зайсанская, Джунгарская и западная часть Алтае-Саянской складчатых областей сформированы на месте единой венд-палеозойской острооводужной окраины аккреционного типа Сибирского континента, деформированной в крупную орклинальную складку, осложненную позднепалеозойскими надвигами и сдвигами. Выделяемый Обь-Зайсанский океан не разделял Казахстанский и Сибирский палеоконтиненты, а представлял часть океана Палеопацифика, субдуцирующего в венде–палеозое под Сибирский палеоконтинент и коллизионный ороген, представленный в северной части ЦАСП Тувинско-Монгольской островной дугой и одноименным докембрийским микроконтинентом.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН (122041400057-2 и 672 № 122041400071-5).

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. 1990. Кн. 1. 328 с.

2. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика Центрально-Азиатского палеозойского океана // Геология и геофизика. 1994. № 35. С. 48–61.
3. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 5–27.
4. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
5. Li D., He D., Qi X., Zhang N. How was the Carboniferous Balkhash–West Junggar remnant ocean filled and closed? Insights from the Well Tacan-1 strata in the Tacheng Basin, NW China // Gondwana Research, 2015. V. 27. N 1. P. 342–362.
6. 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.
7. Xiao W., Windley B., Sun S. et al. A tale of amalgamation of three collage systems in the Permian–Middle Triassic in Central- East Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43. N 1. P. 477–507.
8. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
9. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1911–1926.
10. 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. N 1. P. 1–15.
11. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1628.
12. Briggs S.M., Yin A., Manning C.E., Chen Z.L., Wang X.F., Grove M. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix 780 Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic System // Geol. Soc. Am. Bull. 2007. V. 11. P. 944–960.
13. Hodges K.V. Geochronology and Thermochronology in Orogenic Systems / H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds.). Treatise on Geochemistry. 2004. V. 3. P. 263–292.
14. Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционноколлизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 553–574.

Возраст и состав терригенных отложений, вмещающих золотоносную минерализацию на западе Чаунского субтеррейна (Центральная Чукотка)

В строении мезозойского разреза Чаунского субтеррейна Чукотского террейна, выделяют мощные триасовые флишоидные толщи, верхнеюрско-нижнемеловые терригенные отложения и нижнемеловую (аптскую?) угленосную молассу. Триасовые отложения характеризуются наиболее полным разрезом [6]. Они накапливались в едином морском бассейне в условиях пассивной континентальной окраины, с преимущественным направлением сноса материала с севера на юг в современных координатах [12]. При этом выделение ниже-среднетриасовых отложений недостаточно обосновано в связи с отсутствием надежных фаунистических находок и тектоническими контактами с датированными карнийскими и норийскими толщами.

Титон-валанжинские терригенные турбидиты Чаунского субтеррейна, распространены преимущественно в пределах Певекской впадины. Они также обеднены фауной, что осложняет их картирование и стратификацию [2].

Терригенный комплекс прорван гранитоидами Чаунской провинции, с которыми сопряжен одноименный Чаунский металлогенический пояс. Главными типами оруденения в поясе являются кассетерит-силикатно-сульфидное, Sn-W грейзеновое, Sn-порфиоровое и связанное с гранитоидами золотое [4]. Золоторудные объекты приурочены к интрузивно-купольным структурам (Палянской, Кукенейской и Матенвунайской), а также группируются в границах Ичувеевской золотоносной металлогенической зоны [3]. Распространённые в их пределах вмещающие терригенные породы, за небольшим исключением, относятся к ичувеевской свите. При этом для Кукенейского и Матенвунайского узлов прослеживается следующая закономерность: рудные тела, располагающиеся в экзоконтактовой зоне массива, сложенной ичувеевской свитой, имеют золотую специализацию, а представленной более песчанистыми карнийскими отложениями – оловянную.

Ранее ичувеевская свита датировалась нижним триасом (оленеком), благодаря единичной находке амонита плохой сохранности [6]. Резуль-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

таты микрофаунистического анализа проб, отобранных позднее из тонкозернистых разностей свиты, также не дают возможности однозначно интерпретировать возраст. Из сорока одной пробы в девяти обнаружены единичные остатки радиолярий родов *Hsuum*, *Parahsuum*, *Tricolocapsa*, *Sethocapsa*, что позволяет, по заключению И.В. Кемкина говорить о ранне-позднеюрском, среднеюрском-раннемеловом возрасте вмещающих их отложений. Исходя из вышеизложенного возраст ичувеемской свиты ставится как точно неопределенный: или позднеюрский-раннемеловой или раннетриасовый [6].

Интенсивно деформированные, преимущественно тонкозернистые породы ичувеемской свиты не образуют протяженных выходов. Нами они были изучены в двух канавах вблизи п. Комсомольский и трех небольших обнажениях в пределах Матенвунайского рудного узла.

В канавах вскрыт контакт ичувеемской свиты с верхнетриасовыми отложениями. Он представлен зоной интенсивно рассланцованных пород, аналогичных милонитам плоскостей шарьирования крупных надвиговых структур Центральной Чукотки [7]. Породы разбиты серией кварцевых жил и прожилков, с поверхности лимонитизированы. В разрезе ичувеемской свиты диагностированы градационные ритмы от мелкозернистых песчаников до аргиллитов, иногда песчаники отсутствуют. Мощность ритмов 30–40 см, из них песчаники составляют не более 10 см. Как правило песчаники с косоволнистой или слабовыраженной конволютной слоистостью, сменяются тонким параллельным переслаиванием мелкозернистых песчаников и алевролитов, далее неслоистыми алевролитами и аргиллитами. Выше по разрезу, помимо тонкозернистых разностей диагностированы единичные крупные градационные ритмы до 1,5 м, с мощностью песчаников до 0,9 м.

В районе Матенвунайской интрузивно-купольной структуры мало-мощные коренные выходы сложены переслаиванием алевропесчаников, алевролитов и аргиллитов в градационной последовательности, ритмичным чередованием алевролитов и аргиллитов, а также аргиллитами с единичными прослоями алевролитов. Для нижней части градационных ритмов характерны косоволнистая и конволютная слоистость, на отпрепарированных поверхностях диагностируются единичные складки оползания. Отложения сильно деформированы, наблюдается как минимум две системы кливажа, что характерно для триасовых отложений Чукотского террейна [5].

В результате полевых наблюдений установлено, что разрез ичувеемской свиты представлен преимущественно мелкозернистыми турбидитами с единичными интервалами среднезернистых турбидитов, а также ритмичным чередованием алевролитов и аргиллитов. Общая мощность по данным предшественников составляет 720–770 метров [7].

Петрографические исследования показали, что только псаммитовые разности из основания среднезернистых турбидитов можно отнести к мелкозернистым песчаникам, остальные изученные разности относятся к алевропесчаникам и песчанитым алевролитам. Сортировка обломочного материала в породах средняя, окатанность плохая и средняя, реже наблюдаются неокатанные угловатые зерна. По петрографическому составу песчаники относятся к грауваккам. Матрикс (20%) глинистый, преобразован в хлорит-гидрослюдистый агрегат. Среди мономинеральных компонентов преобладает кварц до 45%, количество полевых шпатов не превышает 20%. Плагноклазы преобладают над калиевым полевым шпатом и обычно в различной степени серицитизированы или частично замещены кальцитом. Обломки пород (26%) представлены риолитами, кварцитами и кварцево-сланцевыми сланцами. В составе слюдистых минералов (до 10%) встречаются чешуйки биотита и мусковита, а также частично хлоритизированной серовато-голубой в скрещенных николях слюды. При изучении псаммитовых разностей при помощи сканирующего электронного микроскопа и микрозондового анализа, установлено, что зерна калиевого полевого шпата практически полностью каоинитизированы, а листочки слюды голубоватого цвета представлены чередованием иллита и хлорита.

В песчаниках развит межзерновой кливаж с концентрированным органическим веществом, в алевролитах часто можно диагностировать две системы кливажа. В аргиллитах наблюдается послойное скопление тонкозернистого углистого детрита. Количество органического вещества в породах ичувеевской свиты по данным петрографических наблюдений составляет около 10%.

В результате геохимических исследований установлено, что породы свиты обладают высокими значениями индекса химического выветривания (CIA) [11]: 77–78.5 для аргиллитов и 78–92 для песчаников и алевролитов. Данные показатели свидетельствуют о высоком уровне преобразования вещества, что согласуется петрографическими наблюдениями. Необходимо отметить, что индекс CIA пород ичувеевской свиты значительно выше, чем верхнеюрско-нижнемеловых песчаников Певекской впадины.

Соотношения малых и редкоземельных элементов в составе псаммитовых разностей довольно однозначно позволяют определить геодинамическую обстановку осадконакопления. В основном, все фигуративные точки составов группируются в поле, характерном для отложений, формирующихся в обстановке континентальной островной дуги [8]. При этом соотношения La/Th и Hf свидетельствуют о преобладании кислых пород в источнике сноса [9].

При анализе Sm-Nd изотопной системы был рассчитан параметр эпсилон неодима ($\epsilon_{Nd}(t)$). Его значения изменяются от –2.3 в алевропесчаниках

до 2.1 в песчаниках, что свидетельствует о присутствии как магматитов с высоким содержанием ювенильного вещества, так и более зрелого материала среди источников сноса.

Наиболее близкие изотопно-геохимические и петрографические характеристики ичугеемская свита имеет с утувеемской свитой берриасского возраста, однако отличается более высоким индексом химического выветривания. Ранее авторами было установлено, что отложения утувеемской свиты были сформированы в результате перемиыва триасовых пород. В их составе преобладают обломки кливажированных высокоуглеродистых аргиллитов [2].

В результате датирования детритовых цирконов (LA-ICP-MS) из граувакк ичугеемской свиты выявлено, что самую молодую и многочисленную популяцию (58% от выборки) составляют цирконы с возрастными 256–390 млн лет с максимальным пиком 295.2 млн лет. Вторая значимая популяция 430–540 млн лет с характерным пиком 487.7 млн лет насчитывает 31% зерен. Более древние популяции представлены единичными датировками. При этом необходимо отметить, что среди них присутствуют как нео-, так мезопротерозойские возрасты, отличающие триасовые породы Чукотской окраины от Верхоянской [12]. При интерпретации возраста ичугеемской свиты необходимо обратить внимание на отсутствие в выборке зерен моложе 256 млн лет, что не позволяет отнести изученные отложения ни к верхнетриасовым, ни к верхнеюрско-нижнемеловым. Верхнеюрско-нижнемеловые породы Чукотского террейна в распределении возрастов детритовых цирконов имеют юрскую популяцию [2], а отложения верхнего триаса, содержат триасовые цирконы в диапазоне 252–209 млн лет [10, 12].

Сравнение распределения возрастов детритовых цирконов из граувакк ичугеемской свиты и нижнетриасовых песчаников бассейна р. Плоская Восточной Чукотки (по данным [12]) показало практически полную сходимость. Данные отложения сформировались в едином обширном бассейне, за счет размыва единых источников сноса.

Проведенные исследования позволяют интерпретировать возраст ичугеемской свиты как раннетриасовый, а также выявить ряд характерных признаков, по которым можно отличить фаунистически немые нижне-среднетриасовые и верхнеюрско-нижнемеловые отложения Чаунского субтеррейна, обусловленных образованием на разных этапах развития региона:

1. Породы триаса более деформированные, для них характерно как минимум две системы кливажа.

2. В отложениях триаса интенсивней проявлены прожилково-жильные кварцевые образования, что, по-видимому, связано с несколькими этапами проявления гидротермальной активности.

3. Более высокое содержание органического вещества в составе триасовых пород.

4. Проявленность вторичных преобразований значительно выше в триасовых породах, также для них характерен более высокий индекс химического выветривания (CIA)

5. Верхнеюрско-нижнемеловые псаммиты содержат обломки высокоуглеродистых кливажированных аргиллитов, источником которых были триасовые породы.

Такие характеристики нижнетриасовых отложений как преобладание тонкозернистых разностей в строении разреза, высокая степень вторичных преобразований, увеличенная проницаемость вследствие развития интенсивных деформаций, а также высокое содержание органического вещества создают благоприятные предпосылки для локализации золото-сульфидной минерализации. Ранее предшественники отмечали приуроченность богатого оруденения в пределах Майского месторождения к терригенным флишоидным толщам. Наиболее богатая золотая минерализация сосредоточена в алевролитах, аргиллитах и углисто-глинистых сланцах с высоким содержанием органического углерода (от 1 до 9%) предположительно среднетриасового возраста и резко выклинивается в более песчаных отложениях ватапваамской свиты карнийского возраста [1]. Таким образом, можно выделить литологический фактор для локализации золото-кварц-сульфидной минерализации в пределах Чаунского субтеррена и поисково-прогнозный критерий, в виде экзоконтактовых участков, сложенных ниже-средне триасовыми тонкозернистыми высокоуглеродистыми толщами.

Работа выполнена в рамках темы № FMMG-2024-0001 госзадания ГИН РАН.

Литература

1. *Артемов Д.С.* Геолого-генетическая модель формирования Майского месторождения и прогнозно-поисковые критерии локализации оруденения майского типа (Чукотка) // Региональная геология и металлогения. 2018. № 74. С. 98–103.

2. *Ватрушкина Е.В.* Верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения Западной Чукотки. Труды Геологического института. М.: ГЕОС, 2021. 170 с.

3. *Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А.* Месторождения золота и серебра Чукотки. М.: ИГЕМ РАН; Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. 221 с.

4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.

5. Голионко Б.Г., Ватрушкина Е.В., Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Деформации и этапы структурной эволюции мезозойских комплексов Западной Чукотки // Геотектоника. 2018. № 1. С. 63–78.

6. Тибилев И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.

7. Черепанова И.Ю. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:200 000 с поисками на площади листов R-59-XXIX, XXX; R-60-XXV, XXVI Госгеолкарты-200 в 1997–2001 гг. (Средне-Пегтымельский ГСО). Кн. 1. Текст отчета. Певек. 2003. 137 с.

8. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic settings discrimination of sedimentary basins // Contrib. mineral petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.

9. Gu X.X. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: implications for provenance and interpretations of the tectonic setting // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 4615–4631.

10. Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., Toro J., Harris D., Kuzmichev A.B., Gehrels G.E. Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // Gondwana Research. 2013. V. 23. Is. 4. P. 1631–1645.

11. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.

12. Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Hayasaka Y., Moiseev A.V. Permian and Triassic deposits of Siberian and Chukotka passive margins: sedimentation setting and provenance // ICAM VI Proceedings. 2014. P. 61–96.

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

Магнитные аномалии подводных гор северной части Восточно-Индийского хребта

Зимой 2017 года в ходе 42-го рейса НИС «Академик Борис Петров» комплексной геофизической съемкой, включавшей многолучевое эхолотирование, магнитометрию и сейсмопрофилирование, был исследован ряд подводных структур в приэкваториальной части Индийского океана. Площадной съемкой были обследованы участки дна в пределах северной

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

части Восточно-Индийского хребта (ВИХ), зоны внутриплитных деформаций (Центральная котловина) и западного фланга спредингового хребта Карлсберг. По результатам экспедиции, в частности, были составлены карты аномального магнитного поля (АМП) и рельефа дна. Из их анализа следует, что в пределах данных структур, развиты локальные подводные горы и поднятия, характеризующиеся в плане интенсивными магнитными аномалиями.

Исходя из теоретических представлений тектоники плит, фланговые области срединно-океанических хребтов являются магматически и тектонически пассивными, за исключением тех участков, где проявляется магматизм горячих точек. Проведенная интерпретация магнитных аномалий для гор Центральной котловины и хребта Карлсберг, согласуется с данным постулатом и указывает на их формирование в пределах осевой зоны спрединга [1]. В то же время, подбор эквивалентных магнитных источников для подводных гор северной части ВИХ, показал, что их генезис напрямую не связан с магматизмом горячей точки Кергелен и, по всей видимости, они сформировались в результате внутриплитного магматизма, влияющего на ранее образованную структуру хребта. Данный доклад посвящен презентации результата интерпретации магнитных аномалий и их обобщения с другими геолого-геофизическими материалами, позволившими сделать выводы о природе и строении подводных гор северного сегмента ВИХ.

В основу работы положена геофизическая съемка 42 рейса НИС «Академик Борис Петров» на полигонах № 1, 2 (приурочены к скважинам глубоководного бурения 758 и 216 соответственно) и микрополигоне № 1 [1]. Площадная съемка расположена в пределах древней северной части ВИХ. В соответствии с датировками базальтов из скважин, возраст хребта в пределах полигонов соответствует 77 (скв. 758) и 73 (скв. 216) млн лет. Сейсмическое профилирование показало, что в регионе широко развиты две системы разрывных нарушений – древние СВ простирания (палеоцен) и более молодые СЗ (поздний миоцен). Амплитуда смещений по ним составляет порядка 100 метров [2].

Были обследованы 4 подводных поднятия: на полигоне 1 это структуры, обозначенные в предыдущей публикации [3] северная гора и «врата котловины»; на полигоне 2 – коническая гора в основании восточного склона ВИХ (рис. 1) и отдельно стоящая гора на западном фланге ВИХ, которая собственно представляет собой микрополигон [4]. Интерпретация магнитных аномалий проводилась в векторном варианте и позволила рассчитать направление и величину намагниченности для данных структур. Полученные значения углов наклона пересчитывались в палеомагнитные широты и, далее, в возраст образования согласно глобальным палеореконструкциям [5]. Возраст образования северной горы

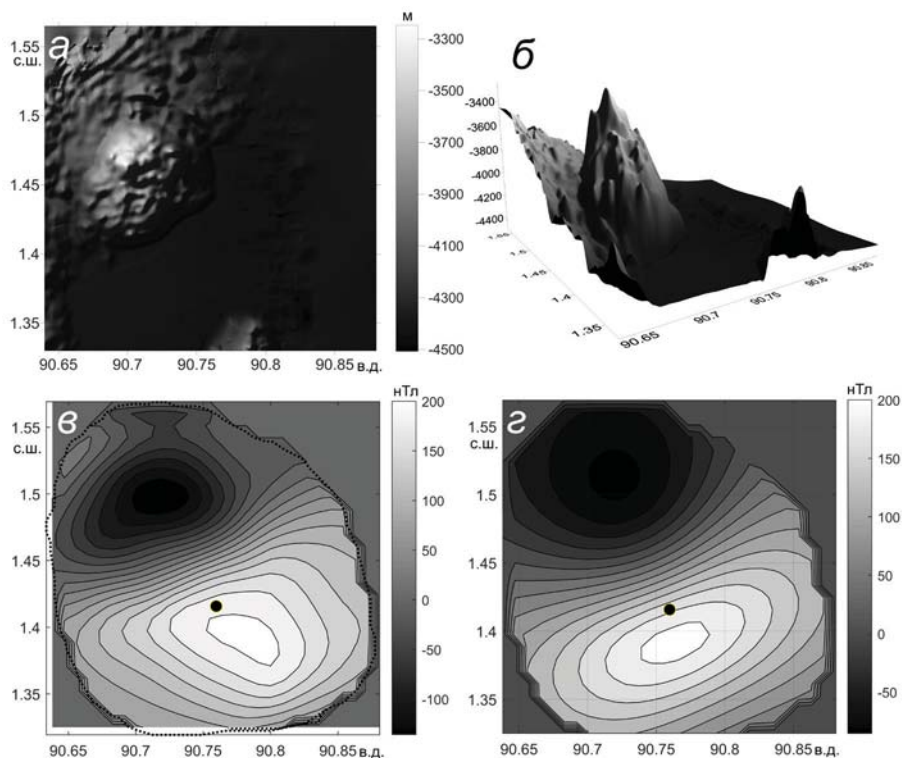


Рис. 1. Исследованная подводная гора: *а* – рельеф; *б* – рельеф в 3D варианте; *в* – аномальное магнитное поле над поднятием; *г* – подобранная эквивалентная (модельная) аномалия

оценивается, как палеоцен. Для структуры «врата» оценки тяготеют к раннему миоцену [3]. Близкий возраст получен для конусовидной горы полигона 2 (рис. 1). Он соответствует эпохе олигоцена. Подбор модели для горы на микрополигоне, показал, что она сформировалась в результате двухэтапного магматизма. Первый этап относится к раннему эоцену, второй – к олигоцену [4].

Результаты геомагнитного моделирования показывают, что возраст образования подводных гор в пределах северной части ВИХ тяготеет к двум временным периодам: палеоцен – ранний эоцен и олигоцен – ранний миоцен. Все они приурочены к морфологическим элементам СВ простирания, и расположены на участках, где выделены древние (палеоцен) разрывные нарушения СВ направления. В плане трем из четырех гор соответствуют знакопеременные магнитные аномалии СВ простирания. Обобщая результаты геомагнитного моделирования с интерпретацией

других геолого-геофизических исследований, можно сделать вывод, что образование изолированных гор на исследованных участках ВИХ связано с заложением разрывных нарушений СВ направления. В качестве возможного источника магматического материала, сформировавшего горы, предполагается декомпрессионное плавление, возникшее в результате разрыва коры по разломам. В период заложения разломов (палеоцен) произошло образование северной горы и центральной части горы на микрополигоне 1. Второй период вулканизма относится к периоду олигоцен – ранний миоцен и, по-видимому, был связан с реактивацией ослабленных зон СВ простирания. В это время были образованы структура «врата котловины», коническая постройка на полигоне № 2 и произошел заключительный этап вулканизма на горе микрополигона 1. Данные исследования выполнены в рамках госзадания FMWE-2024-0019.

Литература

1. Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В. Аномальное магнитное поле ΔТа экваториальной части Индийского океана (съёмка на полигонах) // Вестн. КРАУНЦ. Наука о Земле. 2020. № 1. Вып. 45. С. 17–37.
2. Маринова Ю.Г. Строение осадочного чехла Восточно-Индийского хребта (сейсмическая стратиграфия). Дис. ... канд. г.-м.н. Москва, 2012. 145 с.
3. Левченко О.В., Иваненко А.Н., Веклич И.А., Турко Н.Н. Рельеф дна и аномальное магнитное поле Восточно-Индийского хребта в районе 5° с.ш. // Океанология. 2023. № 6 (63). С. 987–999. DOI: 10.31857/S0030157423060072
4. Yutsis V., Levchenko O., Ivanenko A., Veklich I., Turko N., Marinova Y. New Insights into the Seamount Structure of the Northern Part of the Ninetyeast Ridge (Indian Ocean) through the Integrated Analysis of Geophysical Data // J. Marine Science and Engineering. 2023. V. 11. V. 924. P. 1–21. DOI: <https://doi.org/10.3390/jmse11050924>
5. Vaes B., van Hinsbergen D.J.J., van de Lagemaat S.H.A., van der Wiel E., Lom N., Advokaat E.L., Boschman L.M., Gallo L.C., Greve A., Guilmette C., Li S., Lippert P. C., Montheil L., Qayyum A., Langereis C.G. A global apparent polar wander path for the last 320 Ma calculated from site- level paleomagnetic data // Earth – Science Reviews. 2023. V. 245.

**В.Е. Вержбицкий¹, Н.А. Малышев¹, И.С. Васильева²,
С.С. Новиков², А.А. Бородулин¹, В.В. Обметко¹,
В.Е. Васильев³, А.А. Колюбакин⁴, Д.К. Комиссаров¹,
А.Б. Попова², Г.Н. Александрова⁵, А.А. Сулова⁶,
А.М. Никишин⁶**

Основные этапы структурной эволюции шельфа Восточно-Сибирского моря (Российская Арктика)

Данная работа посвящена условиям формирования, структурной эволюции и перспективам нефтегазоносности осадочных бассейнов, развитых на шельфе Восточно-Сибирского моря. Ключевое значение для решения вопросов о геологическом строении и эволюции региона имеют восстановление основных этапов его тектонического развития и определение возрастного диапазона и литолого-фациального состава пород его осадочного чехла. Представления о последних, в отсутствии прямых данных глубокого бурения, до сих пор остаются дискуссионными и составляют ключевую геологическую неопределённость для региона. Очевидно, что все эти данные исключительно важны также и для обоснованного прогноза перспектив его нефтегазоносности.

Важнейшим этапом тектонического развития рассматриваемого региона является позднемезозойская складчатость в пределах Новосибирско-Чукотской складчатой системы, проявившаяся в результате коллизии активной окраины Сибири и Чукотского микроконтинента [27, 32]. Складчатость в обстановке СВ-ЮЗ – субмеридионального сжатия затронула западное (Новосибирские острова), южное (северная Чукотка) и восточное обрамление (остров Врангеля) акватории и сформировала тектонический (складчато-надвиговой) фундамент большей (южной) части акватории (рис. 1, А). Возраст основания осадочного чехла Восточно-Сибирского моря должен быть моложе, чем время завершения финальной фазы поздне-мезозойской орогении в пределах Новосибирско-Чукотской системы, завершение которой маркируется угловым несогласием в подошве слабо

¹ ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия

² ООО «Арктический Научный Центр», Москва, Россия

³ АО «Институт геологии и разработки горючих ископаемых», Москва, Россия

⁴ ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия

⁵ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁶ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

деформированных апт-альбских терригенно-вулканогенных угленосных отложений, локально развитых в центральной части о-ва Котельный [10] и на севере Чукотки, в пределах Южно-Аннойской сутуры [32]. Согласно широко распространенной точке зрения, к северу от фронтальной части этой складчато-надвиговой системы и передового прогиба Жохова, выделяемых по сейсмическим данным, развит массив Де-Лонга более древней, докембрийской или позднекаледонской (элсмирской), консолидации.

Стратиграфическое бурение, проведенное в 2021 году ПАО «НК «Роснефть» к северу от архипелага Новосибирских островов (в пределах Анисинско-Новосибирского ЛУ в северо-восточной части моря Лаптевых) показало, что в составе складчатого комплекса присутствуют отложения верхнего баррема – нижнего апта [16]. В нескольких последних работах [13, 19] указывается, что постскладчатые нижнемеловые отложения о-ва Котельный начали накапливаться только в конце аптского века и имеют преимущественно альбский (первая половина) возраст. Таким образом, с учетом имеющейся совокупности геологических данных, постскладчатые отложения чехла на прилегающем к архипелагу Новосибирских островов шельфе Восточно-Сибирского могли начать накапливаться с середины или конца аптского века.

К середине аптского века приурочена резкая смена тектонического режима – завершение коллизионного сжатия и начало этапа близширотного растяжения, что зафиксировано внедрением на Чукотке многочисленных постскладчатых плутонов и даек гранитоидов, а также разрывных нарушений сбросовой кинематики, секущих структуры сжатия коллизионного этапа [8, 14, 31]. Длительность этого этапа постколлизионного растяжения сопоставляется с временным диапазоном внедрения гранитоидных интрузий на Чукотке (~117–105 млн лет) [14, 15] и соответствует середине апта – второй половине альба. По-видимому, к этом уже этапу относится внедрение постскладчатого шалауровского плутона на о-ве Большой Ляховский 121.2 ± 2.4 млн лет [30], что примерно отвечает границе баррема и апта, а также проявление раннеальбского кислого вулканизма в районе о-ва Котельный [12].

Согласно [9] риолитовые пеплы, описанные в деревянногорской свите (верхний мел, турон(?)–коньяк) острова Новая Сибирь, были извержены из близко расположенных вулканических центров (до 100 км), вероятно, унаследованных с конца раннего мела (раннего альба). Соответственно, возможно предполагать продолжение режима регионального постколлизионного растяжения и в позднемеловое время. В пользу подобного предположения также может свидетельствовать существование на востоке Якутии весьма протяженного (~500 км) долготного Нижнеиндигирского апт-палеогенового пояса растяжения [23].

Не совсем ясным представляется вопрос локализации апт-альбских структур растяжения в пределах шельфа Восточно-Сибирского моря. Совершенно очевидно, что в акватории, примыкающей к суше Чукотки этот этап растяжения структурно должен быть выражен в комплексах складчатого фундамента, поскольку представлен посторогенными плутонами и ассоциирующими с ними дайками, прорывающими складчатые комплексы терригенных толщ триаса и верхней юры – неокома.

Известно, что постнеокомская субмеридиональная зона растяжения, выраженная серией рифтовых грабенов и горстов, отчетливо фиксируется в основании осадочного чехла центральной части Восточно-Сибирского моря (Восточно-Сибирский осадочный бассейн, состоящий из серии суббассейнов) по данным анализа материалов сейсморазведки 2D (например, [25]).

Основной объем накопленных осадков приходится именно на синрифтовый комплекс, в котором наблюдается типичный веерный характер напластований (рис. 1, Б, В). Отложения синрифта дислоцированы сбросами, сформировавшимися в завершающей стадии растяжения или после нее. В кровле синрифтового комплекса фиксируется угловое несогласие со срезанием верхов части этого комплекса. В некоторых случаях зафиксированы признаки частичной тектонической инверсии. Мы соотносим это несогласие с границей эоцена и олигоцена, ~ 34 млн лет [20, 21]. На несогласие ложится хаотичная сейсмотолща, сменяющаяся вверх по разрезу на выдержанные горизонтально слоистые отражения, которые могут быть отнесены к пострифтовой последовательности. Отложения пострифтового комплекса практически не затронуты сбросами. Общая мощность осадочного чехла в пределах Восточно-Сибирского осадочного бассейна в отдельных депоцентрах превышает 10–11 км.

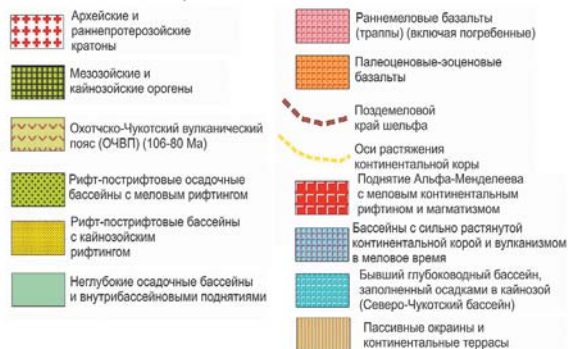
Исходя из имеющихся данных, синрифтовое заполнение Восточно-Сибирского осадочного бассейна может соответствовать как апт-альбскому, так и более позднему, позднемеловому, интервалу. В последнем варианте в низах чехла не исключено присутствие и небольших впадин (выраженных пологими синклинальными складками), заполненных апт-альбскими отложениями, что ранее предполагалось для основания Южно-Чукотского прогиба [33]. Рассматриваемые эпизоды апт-альбского и позднемелового(?) растяжения могут отражать также основные фазы внутриплитного рифтогенеза в прилегающих впадинах Подводников и Макарова-Толля Северного Ледовитого океана [20, 21, 31]. Отдельные фазы растяжения проявлялись и позже, например, в палеоцене–эоцене [20, 21].

В конце позднего мела – начале палеоцена отмечено общее вздымание и формирование кор выветривания на обширных площадях Восточной Арктики [11]. Несогласие этого возраста имеет региональное распространение на восточно-арктическом шельфе и, в некоторых случаях, имеет



Тектонические элементы, связанные с Арктическим океаном:

Шельфовые и континентальные элементы:



ЖВГ - Жохов-Врангель Геральд захороненный надвиговый пояс	МаБ - Манский бассейн
ЖКП - захороненный кровей прогиб Жохова	СМБ - Северо-Мелвилловский бассейн
СВКП - Северо-Врангельский захороненный кровей прогиб	СЖП - поднятие фундамента Северная Жанетта
ДБ - Дремхедский бассейн	БДЛ - базальты Де-Лонга
ПБ - Пегтымельский бассейн	ЛАБ - базальты Ломоносов-Анисин
	СЧБ - С.-Чукотские базальты

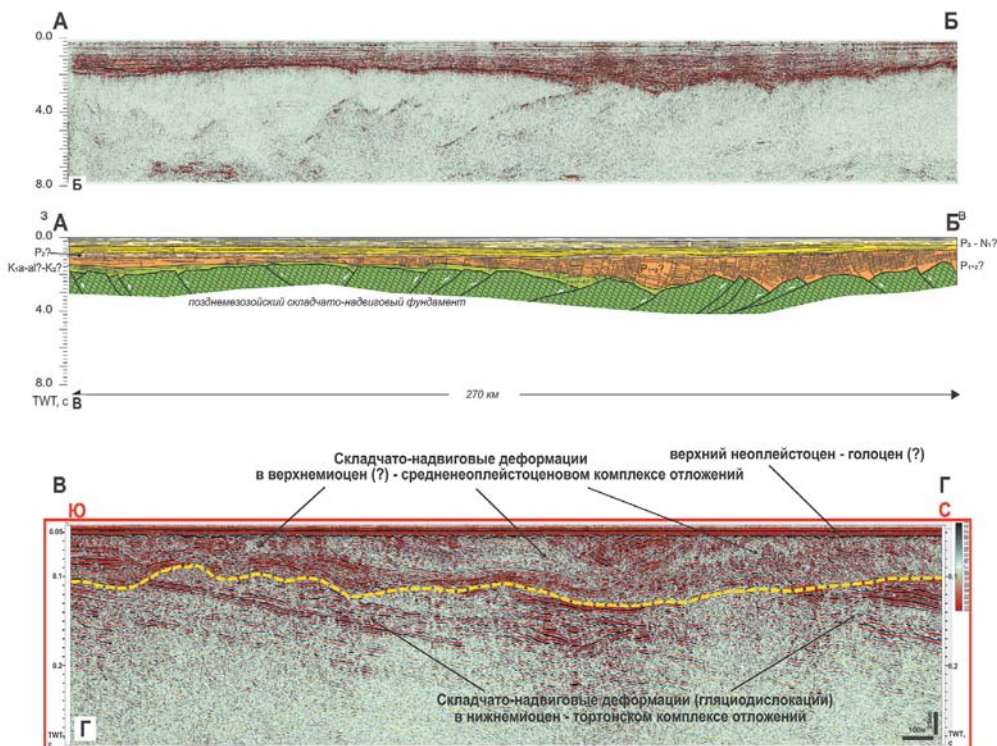


Рис. 1. Фрагмент тектонической схемы Арктики [21] для района Восточно-Сибирского моря (А). Сейсмический профиль МОВ ОГТ вдоль линии АБ (Б) и его интерпретированный разрез (В) иллюстрируют рифтовую структуру Восточно-Сибирского осадочного бассейна. Фрагмент сейсмоакустического профиля вдоль линии ВГ (Г) иллюстрирует выделение четвертичных складчато-надвиговых гляциодислокаций на шельфе к северу от острова Новая Сибирь

отчетливую компрессионную/транспрессионную природу. Термальное событие этого возраста, в частности, датировано в интервале кампана–дания по данным трекового анализа апатитов по разновозрастным геологическим комплексам острова Врангеля [18, 28].

Результаты структурно-параметрического бурения в 1980 г. на острове Айон и стратиграфического в 2021 г. на акватории к северу от Новосибирских островов свидетельствуют о развитии на изучаемой акватории практически всего разреза кайнозоя [26]. Среди зафиксированных в результате стратиграфического бурения несогласий, самые значимые приурочены к началу эоцена (несогласие типа рифт–пострифт, разделяющее синрифтовый комплекс преимущественно палеоценового возраста и вышележащие пострифтовые отложения) и к позднему миоцену – плиоцену(?), маркирующее вторую, новейшую, фазу рифтогенеза [16].

В работе [21] в центральной части Восточно-Сибирского моря выделена выделена субширотная зона правосдвиговой трансенсии, развивавшаяся, по-видимому, в средне-позднеэоценовое время. Интересно отметить, что такая кинематика выделенной разломной зоны подтверждается исследованиями на острове Врангеля, где по структурным данным зафиксирован постколлизийный этап растяжения с существенной правосдвиговой компонентой [3].

Последний существенный этап структурной эволюции региона отражен в складчато-надвиговых деформациях, развитых исключительно в верхних частях осадочного чехла и относящихся, по всей видимости, к неоплейстоценовым гляциодислокациям. На острове Новая Сибирь давно известны складчато-надвиговые структуры с преобладанием южной вергентности, широко развитые в отложениях верхнего мела – среднего неоплейстоцена. В последние годы на основе ряда полевых работ были получены убедительные доказательства гляциодислокационной природы наблюдаемых структур сжатия [4, 6]. На шельфе, прилегающем к северу и северо-западу от Новосибирских островов, подобные структуры (рис. 1, Г) были выявлены нами при анализе сейсмоакустических данных сверхвысокого разрешения [2, 16].

Длительная и сложная история тектонической эволюции региона привела к формированию различных типов ловушек углеводородов в чехле

акватории. Здесь выделяются ловушки, относящиеся к структурным (связанным с антиклиналями и горст-антиклиналями), тектонически ограниченным, литологическим, стратиграфическим и комбинированным типам. В целом, преобладают тектонически ограниченные ловушки, что связано с рифтовой структурой региона (осложненной более поздними сдвиговыми смещениями), а также с принадвиговыми складками в передовом прогибе Жохова. Интеграция данных по региональной геологии обрамления Восточно-Сибирского моря [1, 7, 24] и результаты интерпретации морских сейсмических данных свидетельствуют о наличии в осадочном чехле шельфа всех элементов углеводородных систем: нефтегазоматеринских пород, пород-коллекторов и флюидоупоров. В пользу присутствия работавших в геологическом прошлом УВ-систем района Восточно-Сибирского моря свидетельствуют, в частности, проявления битумов (окисленной нефти) в широком стратиграфическом диапазоне отложений на Новосибирских островах (девон, карбон, триас). О работающих современных нефтегазовых системах свидетельствуют геохимические данные. В работе [29] отмечалось, что при проведении картировочного бурения на о-вах Земля Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь, а также в проливах Санникова и Дмитрия Лаптева были зафиксированы выходы углеводородных газов в скважинах, вскрывших отложения юры, палеогена, неогена и квартера. Газогеохимические исследования донных осадков также указывают на их насыщенность во многих частях акватории углеводородными газами, при доминировании эпигенетических газов [5]. Таким образом, совокупность геологических, геофизических и геохимических данных свидетельствуют о существенном нефтегазовом потенциале шельфа Восточно-Сибирского моря.

В заключение отметим, что интеграция новых данных по возрасту и литолого-фациальному составу осадочного чехла Восточно-Сибирского моря, полученных в результате стратиграфического бурения [16, 17, 22], с более ранними данными геофизических исследований (морская сейсморазведка, аэрогравимагниторазведка) и полевых экспедиционных работ на островах и материковом обрамлении, поможет существенно уточнить геологическую модель и прогноз нефтегазоносности шельфа Восточно-Сибирского моря. В свете вышесказанного, такая работа представляется одной из первоочередных задач региональных геологических исследований Восточной Арктики.

Литература

1. Бородулин А.А., Темботов З.А., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Комиссаров Д.К., Обметко В.В. Нефтегазоматеринские толщи лаптевоморского региона // Геология нефти и газа, 2025 (в печати).

2. *Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Колюбакин А.А., Данилкин С.М., Ершова В.Б., Бородулин А.А., Обметко В.В., Комиссаров Д.К., Васильева И.С., Рогов М.А., Попова А.Б., Васильев В.Е., Александрова Г.Н., Сулова А.А., Никишин А.М.* Новые данные о тектонике северо-востока моря Лаптевых (по результатам экспедиционных исследований и стратиграфического бурения) // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Мат-лы LV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2024. Т. 1. С. 80–87.

3. *Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.* Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. 2015. № 3. С. 3–35.

4. *Голионко Б.Г., Базилян А.Э., Никольский П.А., Костылева В.В., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Обметко В.В., Бородулин А.А.* Складчато-надвиговые деформации о. Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия): возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника. 2019. № 6. С. 46–64.

5. *Гресов А.И., Яцук А.В., Сырбу Н.С., Окулов А.К.* Газогеохимическое районирование донных отложений осадочных бассейнов и геоструктур внешнего шельфа Восточно-Сибирского моря и Северного Ледовитого океана // Геология нефти и газа. 2021. № 5. С. 107–122.

6. *Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б.* Складчато-надвиговое сооружение Деревянных гор на шельфе моря Лаптевых (о. Новая Сибирь): причины и возраст деформаций // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Мат-лы XLVI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2014. Т. 1. С. 104–106.

7. *Евдокимова Н.К., Харитонов Л.Я.* Нефтегеологическое районирование и предпосылки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России. В кн.: 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сборник научных трудов / Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова. СПб.: ВНИ-ИОкеангеология, 2018. 554 с.

8. *Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л., Торо Д.* О возрасте гранитных интрузий Анойско-Чукотской складчатой системы // Докл. РАН. 2007. Т. 414. С. 219–222.

9. *Костылева В.В., Щепетова Е.В., Котельников А.Е.* Верхнемеловые риолитовые пеплы Деревянных Гор (остров Новая Сибирь, Новосибирские острова) // Вестник РУДН. Серия: Инженерные исследования. 2019. № 1. С. 37–47.

10. *Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000 (серия Новосибирские острова). Листы Т-54-XXXI, XXXII, XXXII; S-53-IV, V, VI; S-53-XI, XII; S-54-I, II, III; S-54 VII, VII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. Москва: Объединение «Севморгеология», 1985.

11. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология // Министерство природных ресурсов РФ, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. СПб.:ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

12. Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 69–94.

13. Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Александрова Г.Н., Захаров В.А., Герман А.Б., Никитенко Б.Л., Хубанов В.Б., Коростылев Е.В. Туор-Юряхский разрез «среднего» мела на острове Котельный (Новосибирские острова): как выглядит на суше предполагаемое основание осадочного чехла моря Лаптевых? // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 86–115.

14. Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Вержбицкий В.Е., Ватрушкина Е.В., Ганелин А.В., Голионко Б.Г. Постколлизийные гранитоиды и апт-альбское растяжение в тектонической эволюции чукотских мезозойд, северо-восток России // Докл. РАН 2019. Т. 484. № 3. С. 329–334.

15. Лучицкая М.В., Соколов С.Д. Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. №5. С. 73–97.

16. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М., Колобакин А.А., Ершова В.Б., Бородулин А.А., Обметко В.В., Комиссаров Д.К., Болдырев М.Л., Васильева И.С., Рогов М.А., Попова А.Б., Махова О.С., Ставицкая В.Н., Тимошенко Т.А., Алымов А.Н., Шеин В.А., Узрюмов А.С., Васильев В.Е., Гатовский Ю.А., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В., Александрова Г.Н., Лидская А.В., Симакова А.Н., Лопатина Д.А., Бордунов С.И., Сулова А.А., Ступакова А.В., Никишин А.М. Стратиграфическое бурение на северо-востоке моря Лаптевых: основные результаты и дальнейшее развитие проекта // Геология и геофизика. 2024а. DOI 10.15372/GiG2024153. EDN JRIZGV.

17. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Колобакин А.А., Комиссаров Д.К., Бородулин А.А., Обметко В.В., Болдырев М.Л., Попова А.Б., Данилкин С.М., Васильева И.С., Тимошенко Т.А., Ставицкая В.Н., Новиков С.С., Шеин В.А., Васильев В.Е., Александрова Г.Н., Гатовский Ю.А., Сулова А.А., Ступакова А.В., Никишин А.М., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В. Технологические аспекты и опыт стратиграфического бурения в морях российской Арктики // Геология нефти и газа. 2024б. № 3. С. 19–30.

18. Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А. Этапы структурных деформаций и треквое датирование апатита неопротерозой-триасовых комплексов о. Врангеля // Проблемы тектоники

и геодинамики земной коры и мантии. Том 2. Материалы Л Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 23–27.

19. Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Лебедева Н.К., Басов В.А., Горячева А.А., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А. Стратиграфия юры и мела архипелага Новосибирского острова, фациальное районирование и литостратиграфия // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. С. 1867–1885.

20. Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е., Клутинг С., Малышев Н.А., Петров Е.И., Посаментьер Х., Фрейман С.И., Линева М.Д., Жуков Н.Н. Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Американо-Сибирского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 3–26.

21. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фулджер Дж., Глузов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Доронина М.С., Никишин В.А., Сколотнев С.Г., Черных А.А. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М.: ГИН РАН, 2022. 156 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. № 632).

22. Петров О.В., Никишин А.М., Петров Е.И., Татаринцев В.Ю., Кашубин С.Н., Прищепенко Д.В., Малышев Н.А., Данилкин С.М., Вержбицкий В.Е., Колубакин А.А., Комиссаров Д.К., Ставицкая В.Н., Шурекова О.В., Разумкова Е.С., Толмачева Т.Ю., Леонтьев Д.И., Токарев М.Ю., Понимаскин А.И., Замотина З.С. Результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. С. 100–110.

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

24. Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч., Сидоренко С.А. Потенциальная нефтегазоносность Восточно-Сибирского моря // Геология нефти и газа. 2017. № 1. С. 3–10.

25. Попова А.Б., Махова О.С., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Обметко В.В., Бородулин А.А. Построение комплексной сейсмогеологической модели шельфа Восточно-Сибирского моря // Нефтяное хозяйство. 2018. № 4. С. 30–34.

26. Слободин В.Я., Ким Б.И., Степанова Г.В., Коваленко Ф.Я. Расчленение разреза айонской скважины по новым биостратиграфическим данным // Стратиграфия и палеонтология мезо-кайнозоя Советской Арктики. СПб.: ПГО «Севморгеология», 1990. С. 43–58.

27. Соколов С.Д., Лобковский Л.И., Верниковский В.А., Тучкова М.И., Соколов Н.О., Кононов М.В. Тектоника и геодинамика Восточной Арктики в мезозое // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 389–409.

28. Ульянов Д.К., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А. Датирование тектонических событий путем восстановления термальной истории на примере острова Врангеля (Восточная Арктика) // В сборнике: Новые идеи в науках о Земле. Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах. Москва, 2021. С. 88–92.

29. Яшин Д.С., Ким Б.И. Геохимические признаки нефтегазоносности Восточно-Арктического шельфа России // Геология нефти и газа. 2007. № 4. С. 25–29.

30. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea? Implications for the Amerasia basin origin // *Tectonophysics*. 2009. 463. 86–108. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.09.017>.

31. Miller E.L., Verzhbitsky V.E. Structural studies near Pevek, Russia: Implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // Stone D.B., Fujita K., Layer P.W., Miller E.L., Prokopiev A.V., Toro J. (eds). *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov* // EGU Stephan Mueller Publication Series. 2009. V. 4. P. 223–241.

32. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture: tectono-stratigraphy, deformations, and principal tectonic events / Stone D.B., Fujita K., Layer P.W., Miller E.L., Prokopiev A.V., Toro J. (eds). *Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov* // Stephan Mueller Publication Series. 2009. V. 4. P. 201–221.

33. Verzhbitsky, V.E., Sokolov S.D., Frantzen E.M., Little A., Tuchkova M.I., Lobkovsky L.I. The South Chukchi Sedimentary Basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern, and hydrocarbon potential / Ed by D. Gao. *Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems* // AAPG Memoir. 2012. V. 100. P. 267–290.

Трековая термохронология как отражение тектоно-термальной эволюции фундамента древних платформ в фанерозое

Активное развитие методов низкотемпературной термохронологии и, особенно, метода трекового анализа апатита (AFT, apatite fission-track) в XXI веке привело к накоплению значительного объема соответствующих данных по областям выхода на дневную поверхность фундамента древних платформ – щитов. Однако первые же попытки тектонической интерпретации трековых определений явились предметом активной дискуссии в мировой научной литературе. С одной стороны, согласно традиционным представлениям, тектоническая эволюция щитов древних платформ в фанерозое ограничивалась медленными вертикальными (эпейрогеническими) движениями, которые определяли крайне малые объемы денудации с их поверхности. С другой стороны, прямая интерпретация термохронологических данных свидетельствует о наличии активных, амплитудой до нескольких километров, вертикальных движений территорий щитов древних платформ в фанерозойское время, проявлявшихся в ходе неоднократных эпизодов тектонической активности. Яркими примерами подобных эпизодов погружения и последующего воздымания являются щиты Северо-Американской, Африканской, Австралийской и Восточно-Европейской древних платформ. В частности, для обширной площади Фенноскандинавского щита, только для пост-каледонского этапа его развития, по данным трекового анализа апатита из геологических объектов в пределах Норвегии, Швеции и Финляндии, насчитывается до пяти эпизодов тектонической активизации, в ходе которых поверхность кристаллического фундамента платформы захоранивалась под толщей осадков мощностью до нескольких километров, а затем эксгумировалась при практически полной эрозии осадочного чехла с образованием пене-плена. Эти построения ставят под сомнение существующие представления о спокойном и стабильном воздымании щитов древних платформ в фанерозое, определяя ведущую роль в формировании их современного рельефа процессов динамической топографии (выражение мантийных течений в рельефе) и/или внутриплитных тектонических деформаций [1].

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

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

Территория Российской Федерации остаётся крайне слабо изученной методами трековой термохронологии; особенно это касается фундамента Восточно-Европейской и Сибирской древних платформ. Из 650 трековых определений, представленных в Базе данных «RUFT», лишь 5% получено по породам фундамента древних платформ [2–5]. В то же время, результаты трекового анализа апатита по объектам, расположенным в пределах Кольского полуострова [2], позволили предположить, что вплоть до временного рубежа около 300 млн лет указанная территория представляла собой продолжение форланда каледонского горно-складчатого сооружения и была перекрыта мощной осадочной толщей. Восточную, наиболее удаленную от каледонских складчато-надвиговых систем часть Фенноскандинавского (Балтийского) щита слагают породы кристаллического фундамента, выходящие на дневную поверхность в пределах РФ в Карелии и на Кольском полуострове. И если территория Кольского полуострова в первом приближении, хоть и фрагментарно, охарактеризована данными трековой термохронологии [3], то для территории Карелии результаты трекового датирования апатита и циркона полностью отсутствуют.

В докладе будет выполнен обзор имеющихся трековых определений по Кольскому полуострову и фундаменту Сибирской платформы, а также представлены первые результаты трекового анализа апатита из докембрийских объектов Карелии: Кивакского массива, Ропручейского силла и дайки в районе Пирттигубы. Особое внимание будет обращено на современные критерии, предъявляемые к качеству и надёжности трековых определений.

Лабораторные исследования проведены на оборудовании ЦКП ИФЗ РАН. Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 24-77-00040.

Литература

1. *Sturrock C.P., Flowers R.M., Kohn B.P., Metcalf J.R.* Phanerozoic Burial and Erosion History of the Southern Canadian Shield from Apatite (U-Th)/He Thermochronology // *Minerals*. 2024. V. 14. 57. <https://doi.org/10.3390/min14010057>
2. *Veselovskiy R.V., Arató R., Bagdasaryan T.E., Samsonov A.V., Stepanova A.V., Arzamastsev A.A., Myshenkova M.S.* New Apatite Fission-Track Data from the Murmansk Craton, NE Fennoscandia: An Echo of Hidden Thermotectonic Events // *Minerals*. 2020. V. 10. N 12. 1095. DOI: 10.3390/min10121095
3. *Veselovskiy R.V., Thomson S.N., Arzamastsev A.A., Botsyun S., Travin A.V., Yudin D.S., Samsonov A.V., Stepanova A.V.* Thermochronology and exhumation history of the northeastern Fennoscandian Shield since 1.9 Ga: evidence from $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ and apatite fission track data from the Kola Peninsula // *Tectonics*. 2019. V. 38. P. 2317–2337. <https://doi.org/10.1029/2018TC005250>

4. Багдасарян Т.Э., Гайдук А.В., Хубанов В.Б., Латышев А.В., Веселовский Р.В. Первые результаты трекового датирования апатита с применением LA-ICP-MS из кровли фундамента Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская антеклиза) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 2. С. 161–165. DOI: 10.31857/S2686739723600248

5. Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З. Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин // Физика Земли. 2009. № 10. С. 79–96.

**Е.В. Ветров¹, Н.И. Ветрова¹, А.И. Прошенкин¹,
Т.А. Бирюкова¹**

Тектоническая эволюция Тувинского прогиба (северная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) по результатам U-Pb датирования циркона из терригенных комплексов

Тувинский прогиб, расположенный в северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), сформирован в раннем девоне на позднепротерозойских(?)–раннепалеозойских террейнах в результате активности Алтае-Саянского мантийного плюма. Осадочная летопись от среднего палеозоя до среднего мезозоя, сохранившаяся в Тувинском прогибе, и среднепалеозойские магматические комплексы, приуроченные к структурам прогиба, отражают этапы эволюции земной коры в Тувинском сегменте, необходимые для понимания истории геологического развития ЦАСП в целом.

По магматическим комплексам в пределах Тувинского прогиба выделяется два тектономагматических этапа – раннедевонский и позднедевонский–раннекаменноугольный(?). В раннем девоне в пределах Тувинского прогиба происходило внедрение роев даек и силлов базитового состава и формирование мощных (1.5–4 км) вулканогенных толщ в результате активного подъема расплавов в обстановке растяжения. Более поздний этап магматической активности характеризуется внедрением интрузивных образований базитового состава в позднедевонское время (374 млн лет по [1]). Предполагается, что этот этап магматизма в пределах Тувинского

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

прогиба развивался в обстановке растяжения литосферы в связи с активностью мантийного плюма, продолжающейся с раннего девона [1].

Датирование акцессорных и породообразующих минералов магматических пород с помощью методов низкотемпературной геохронологии позволяет получить дополнительную информацию о постмагматических процессах и тем самым актуализировать модель тектонической эволюции региона. С помощью Ar-Ar датирования полевых шпатов из базитовых интрузий уточнена хронология известных ранее этапов постмагматических процессов, проявленных в Тувинском прогибе, и выявлены новые этапы в связи с тектонической эволюцией ЦАСП [2]. Ar-Ag датирование полевых шпатов показало четыре группы возрастов: (1) позднедевонские, (2) среднекаменноугольные, (3) раннепермские и (4) раннеюрские. Позднедевонские (~377 и 375 млн лет) возрасты фиксируют импульс базитового магматизма, широко проявленного в северных сегментах ЦАСП (~380–365 млн лет). Среднекаменноугольные (~320 и 319 млн лет) даты могут быть связаны с закрытием Обь-Зайсанской ветви Палео-Азиатского океана в результате Казахстанско-Сибирской коллизии. Раннепермские (~290–279 млн лет) возрасты согласуются с временем формирования позднекаменноугольных–раннепермских (~305–275 млн лет) крупных изверженных провинций в связи с рифтогенными процессами в северных сегментах ЦАСП. Единственная раннеюрская (~188 млн лет) датировка маркирует тектоническую перестройку ЦАСП в позднетриасовое–раннеюрское время в ответ на 1) закрытие океана Палеотетис с последующей коллизией Киммерийских блоков и южной окраины Евразийского континента и/или 2) активность Монгольского мантийного плюма.

В данной работе приведены результаты исследования терригенных континентальных отложений, приуроченных к Тувинскому прогибу. С помощью U-Pb датирования циркона методом LA-ICP-MS проанализированы терригенные породы позднесилурийской хондергейской, раннедевонской кендейской, среднедевонской илеморовской, позднедевонской джаргинской, раннекаменноугольной суглугхемской, раннекаменноугольной экиотугской, средне-позднекаменноугольной онкажинской и среднеюрской улугхемской свит. Цирконы из красноцветных песчаников хондергейской свиты (ON-1) в катодлюминесцентном изображении имеют магматическую зональность, которая подтверждается высокими отношениями Th/U = 0.21–0.99. Проанализировано 17 зерен, на гистограмме распределения U-Pb возрастов проявлена кембро-ордовикская популяция с пиком на 490 млн лет. Для пробы гравелитов из основания кендейской свиты (ON-5) проанализировано 93 магматогенных циркона, получено две крупные популяции с пиками на 400 млн лет и 485 млн лет. Для пробы песчаников илеморовской свиты (EV-1) проанализировано 79 зерен циркона.

В катодоллюминесцентном изображении цирконы имеют осцилляторную зональность, что в сочетании с высокими отношениями $\text{Th/U} = 0.20\text{--}1.44$ свидетельствует о магматическом происхождении источника сноса. Гистограмма распределения U-Pb возрастов проявляет кембро-ордовикскую популяцию с пиком на 485 млн лет. Наиболее молодые цирконы имеют средний возраст 410 млн лет (по 4 измерениям). Детритовые цирконы из песчаников джаргинской свиты (EV-4), судя по их внутренней структуре и высоким Th/U отношениям, также имеют магматическое происхождение. Для этих песчаников проанализировано 98 цирконов, выделен яркий возраст пик на 380 млн лет и менее проявленная популяция кембро-ордовикских цирконов. Для пробы песчаников суглутхемской свиты (EV-5) проанализировано 92 циркона с осцилляторной зональностью и высокими отношениями $\text{Th/U} = 0.19\text{--}1.04$. Гистограмма распределения U-Pb возрастов проявляет кембро-ордовикскую популяцию. Цирконы из туффитов экиотугской свиты (EV-8) также имеют магматическое происхождение. Анализ 85 кристаллов показал яркую раннекаменноугольную популяцию с пиком на 345 млн лет. Детритовые цирконы из туффитов онкажинской свиты (EV-10) имеют внутреннее строение и высокие Th/U отношения, характерные для цирконов, имеющих первичное магматическое происхождение. Проанализировано 94 циркона, выделена преобладающая популяция (50%) на 315 млн лет, менее проявленная популяция кембро-ордовикских цирконов с пиком на 485 млн лет (23%) и девон-каменноугольных цирконов (16%) с пиком на 350 млн лет. Цирконы из среднеюрских песчаников улугхемской свиты (EV-11) в катодоллюминесцентном изображении имеют магматическую природу, которая подтверждается осцилляторной зональностью и высокими отношениями $\text{Th/U} = 0.24\text{--}1.70$. Анализ 89 зерен показал три популяции цирконов с пиками на 475, 385 и 285 млн лет.

Полученные результаты не противоречат имеющимся геологическим данным. Более того, указывают на три принципиально новых этапа тектономагматической активизации (~345, 315 и 285 млн лет) в пределах Тувинского прогиба, природа которых требует дальнейшего изучения. Пермские магматические комплексы могли быть сформированы на периферии крупных изверженных провинций – Баргузинской (300–280 млн лет), и Тарим-Южно-Монгольской (300–275 млн лет) в результате воздействия мантийного плюма на литосферу северной части ЦАСП и его миграции в связи с вращением Сибирского кратона [3]. В то время как природа каменноугольного события остается неясной. Предполагается, что средне-позднекаменноугольный этап тектономагматической активизации в пределах Тувинского прогиба мог быть также связан с внутриплитными тектоническими процессами.

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

Литература

1. *Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Вишневская И.А., Червяковская М.В.* Среднепалеозойский магматизм Центрально-Тувинского прогиба (восточная часть Алтае-Саянской складчатой области): петрогенезис, тектоника и геодинамика // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 12. С. 1607–1629.
2. *Ветров Е.В., Ветрова Н.И., Бирюкова Т.А., Агатова А.Р., Гаврюшкина О.А., Булгакова Д.Д.* Тектоническая эволюция Тувинского прогиба (северная часть Центрально-Азиатского орогенного пояса): синтез геологических данных и результатов Ar-Ar датирования полевых шпатов // Геотектоника. 2024. № 4. С. 60–79.
3. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.

**Е.А. Володина¹, А.В. Тевелев¹, А.А. Борисенко²,
Е.В. Коптев³**

Характер распределения детритовых цирконов из терригенных пород конца московского – начала ассельского ярусов Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского краевого прогиба – показатель пульсационного развития Уральского орогена

Введение

Район работ расположен в Юрюзано-Сылвенской впадине Предуральского краевого прогиба, которая является частью Уфимского амфитеатра, выступа, определяющего позицию Миасского синтаксиса – максимального пережима уральских структур. Целью работ, в частности, было определение источников сноса при формировании верхнепалеозойских свит с использованием материалов по определению изотопного возраста

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

² ООО Геотехконсалтинг, Москва, Россия

³ Университет МакМастер, Гамильтон, Канада

обломочных цирконов. Задача настоящего исследования состоит в определении динамики областей сноса для терригенных пород нижних частей разреза Юрюзано-Сылвенской впадины: от верхов московского яруса (азямская и абдрезяковская свиты – C_2) и касимовского яруса (васелгинская свита – C_3), до начала ассельского яруса нижней перми (чигишанская свита – C_3-P_1). В таком варианте исследования в пределах Предуральяского краевого прогиба проводятся впервые.

Объекты исследования

Азямская свита слагает хребты Азям, Зотова, Таратай, основание гор Аккашка, Соколиная, Кашкатау и др. В строении свиты намечается трехчленное строение: в нижней части – флишоидное чередование песчаников, алевролитов, мергелистых известняков и гравелитов, постепенно сменяющихся в средней части разнозернистыми и пудинговыми песчаниками; верхняя часть свиты представлена дресвяниками и щебеночными брекчиями с редкими прослоями валунных конгломератов [3]. Проба 1132 взята из гравелитового матрикса крупногалечных конгломератов в карьере к западу от дер. Ургала ($55^{\circ}33'06,7''$ с.ш., $59^{\circ}27'37,1''$ в.д.). Местами азамская свита неотличима от абдрезяковской, и они картируются как нерасчлененные.

Абдрезяковская свита распространена в центральной части Уфимского амфитеатра. Она слагает вершины хребтов Азамский и Сарсьяк и гор Аккашка, Соколиная, Кашкатау, Трусакал. Свита представлена валунными и галечниковыми конгломератами, которые «держат» рельеф. Она согласно перекрывает азамскую свиту или несогласно залегает на известняках нижнего карбона. Свита содержит пачки флишоидных песчаников, алевролитов с прослоями известняков, разнозернистых песчаников и дресвяников с щебеночными брекчиями [3]. Мощность ее 200–250 м.

Васелгинская свита представлена переслаивающимися зелеными глинистыми сланцами, аргиллитами и песчаниками с прослоями мергелей, а также известняков [3]. Она согласно залегает на азамской и абдрезяковской свитах или несогласно на известняках башкирского яруса. Мощность свиты составляет 300–350 м. Проба 2050 взята из мелкозернистых песчаников в карьере на южной окраине дер. Карантрав ($55^{\circ}36'05,2''$ с.ш., $59^{\circ}11'04,5''$ в.д.).

Чигишанская свита согласно залегает на васелгинской свите. Она представлена флишем, чередующимися аргиллитами, алевролитами и известняками, реже, песчаниками. В верхней части разреза свиты появляются горизонты олистостром и конгломератов. Мощность ее около 400 м. Проба 1243 взята из среднезернистых песчаников флишевой толщи в карьере на южной окраине дер. Калиновка ($55^{\circ}48'59,7''$ с.ш., $59^{\circ}17'30,1''$ в.д.); проба

1241 взята из крупнозернистых песчаников в карьере к северо-востоку от дер. Шакарла (55°46'19,4" с.ш., 59°09'53,2" в.д.).

Методика

U-Th-Pb изотопное датирование цирконов методом LA-ICP-MS выполнено в ГИН РАН, г. Москва. Для лазерного отбора пробы использовалась система лазерной абляции NWR213 (Electro Scientific Ind.), совмещенная с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.). При обработке результатов датирования учитывались анализы с дискордантностью ниже $\pm 10\%$. Если возраст цирконов превышал 1 000 млн лет, в качестве принятого в большинстве случаев использовался возраст, полученный по $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ данным.

Фактический материал

Из пробы 1132 (азямская свита) проанализированы 90 цирконов, из которых 24 зерна имеют докембрийский возраст. Они распределены более или менее равномерно в интервале 1000–2000 млн лет, одно зерно имеет возраст 2723 млн лет. Возраст основной популяции (палеозойские цирконы) охватывает интервал от ордовика до девона включительно с отчетливыми пиками 409; 420; 429 млн лет (поздний силур – ранний девон) и 473 млн лет (ордовик). Количество кембрийских и средне-позднедевонских цирконов незначительно. Каменноугольные отсутствуют вовсе.

Из пробы 2050 (васелгинская свита) проанализировано 100 зерен циркона, из которых 97 зерен оказались докембрийскими. Они образуют две плотных группы: протерозойскую (пики 960, 1163, 1263, 1568, 1664, 1833, 2012 млн лет) и архейскую (пики 2510; 2720; 2850 млн лет). Эти пики практически повторяют распределение возраста единичных цирконов пробы 1132.

Из пробы 1243 (низы чигишанской свиты) проанализированы 100 зерен циркона, практически все они (99 зерен) оказались докембрийскими. Также, как в пробе 2050 возрасты цирконов образуют две группы: протерозойскую (пики 551, 959, 1021, 1169, 1347, 1619, 1853, 2021 млн лет) и архейскую (пики 2700, 2881 млн лет). По сравнению со спектром возрастов цирконов в пробе 2050 добавилась только пара вендских цирконов.

Из пробы 1241 (верхи чигишанской свиты) проанализированы 100 зерен циркона, из которых половина (48 штук) оказались докембрийскими. Возрасты докембрийских цирконов распределены довольно равномерно в интервале 1000–2000 млн лет (пики 975, 1025, 1167, 1377, 1437, 1475, 1611, 1897, 2163 млн лет), то есть эти пики практически повторяют зна-

чения пиков в пробе 1243. Палеозойские цирконы образуют две популяции. Первая напоминает усеченную популяцию силурийских цирконов пробы 1132 из азымской свиты (пики 427; 443 млн лет), а вторая, более представительная, соответствует позднему девону и всему карбону (пики 365, 337, 319, 311).

Обсуждение материала

Анализ распределения возрастов обломочных цирконов из терригенных пород нижней части разреза Юрюзано-Сылвенской впадины показывает, что резкая смена спектра возрастов, а, следовательно, и смена источников сноса, приходится примерно на подошву касимовского и на подошву ассельского ярусов. В первом случае (подошва васелгинской свиты) из спектра практически полностью исчезают палеозойские цирконы, составляющие основную популяцию в породах нижележащей азымской свиты. Во втором случае в песчаниках верхней части чигишанской свиты снова резко появляются популяции палеозойских цирконов, полностью отсутствующие в породах нижней части свиты. Соответственно в пробах изменяется и количество докембрийских цирконов.

Таким образом, появление и исчезновение палеозойских обломочных цирконов фиксирует отсутствие в позднем карбоне областей денудации с размываемыми магматическими комплексами палеозоя восточнее Юрюзано-Сылвенской впадины. Практически весь объем обломочных цирконов занимает докембрийская популяция [1, 2]. При этом толщи, относящиеся к верхнему карбону, слабо различаются по характеру разреза (флиш с прослоями известняков). Азымская и абдрезяковская свиты, а также верхи чигишанской свиты, напротив, сложены, главным образом, грубообломочным материалом. Однако сами спектры возрастов палеозойских цирконов принципиально различаются в верхнемосковских (начало Уральского орогенеза) и нижнепермских толщах, что отражает динамику источников сноса. Так, литологические исследования [3] показывают, что в основании азымской свиты присутствуют пачки флиша, которые сменяются отложениями гипрепикнитовых потоков, в средней части свиты морское осадконакопление постепенно сменяется континентальным, а верхняя часть свиты, образовывалась уже в субконтинентальных и континентальных условиях.

Судя по возрасту детритовых цирконов, в начале уральской коллизии (конец московского века), в орогенез были вовлечены магматические комплексы ордовика, силура и раннего девона. В ближайшем обрамлении Юрюзано-Сылвенской впадины магматиты такого возраста представлены почти исключительно базальтоидами, обычно не содержащими циркона в достаточном количестве. Вместе с тем кислые магматиче-

ские комплексы искомого возраста присутствуют в Уфалейском блоке Центрально-Уральской зоны: битимский комплекс умереннощелочных гнейсо-гранитов–лейкогранитов раннего кембрия, чувовской комплекс гнейсо-плагиогранитовый раннего ордовика, малыгинский вулканический комплекс среднего–позднего ордовика, включающий метатUFFы и субвулканы кислого состава [4].

В начале перми Уфалейский блок продолжал оставаться источником сноса, но провенанс-сигнал стал резко дифференцированным, сохранились только усеченные силурийские пики (443 и 427 млн лет). Добавившаяся фамен-каменноугольная популяция обломочных цирконов связана, вероятно, со сносом уже из Восточно-Уральской мегазоны, вовлеченной в это время в орогенез. Объяснять ее сносом из Магнитогорской мегазоны трудно, поскольку в популяции практически нет девонских цирконов (за исключением фаменских), которые обязаны были в ней появиться при разрушении вулканических комплексов Магнитогорской палеоостровной дуги.

Таким образом, уральский орогенез, по крайней мере, в начальной стадии, имел пульсационный характер и активизировался в середине московского и в начале ассельского веков.

Литература

1. Володина Е.А., Тевелев Ал.В., Борисенко А.А. и др. Источники сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Предуральского прогиба (Южный Урал) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Мат-лы LV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 96–99.

2. Володина Е.А., Тевелев А.В., Борисенко А.А., Коптев Е.В. Характер распределения возрастов докембрийских обломочных цирконов в разрезе Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского краевого прогиба по данным U–Pb LA–ICP–MS изотопного датирования – показатель единого источника сноса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024 (в печати).

3. Прудников И.А., Зайцева Е.Л., Хотылев А.О. и др. Модели формирования аязмской и абдрезяковской свит (карбон) Уфимского амфитеатра (западный склон Южного Урала) в свете новых литологических и стратиграфических данных // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 4. С. 3–30.

4. Тевелев А.В., Мосейчук В.М., Володина Е.А., Кошелева И.А. Новые данные о вендско-ордовикском магматизме Уфалейского метаморфического блока (Средний Урал) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2024. С. 201–205.

Дайковые рои и их геодинамическая роль в различных структурно-формационных зонах Восточного Казахстана

Дайковые рои – это крупные скопления даек, как правило расположенные на относительно небольшой территории. Рои, содержащие в себе множество даек разного состава, являются важным индикатором процессов, которые происходили в земной коре и литосферной мантии. Пояса, содержащие дайки базитового состава являются отражением термических событий, происходящих в мантии. Исследование дайковых роёв представляет возможность определить стадии эволюции мантийных источников и литосферы.

Исследуемые дайковые рои располагаются в Восточном Казахстане и представляют скопления на относительно небольшой территории большого количества хорошо обнаженных дайковых тел, которые сложены породами разнообразного состава (кислые, средние и основные, лампрофиры). Это свидетельствует о проявлении процессов мантийно-корового взаимодействия, параметры которых можно выявить при исследовании даек.

В современных геодинамических представлениях этот регион является частью Обь-Зайсанской складчатой системы, структура которой формировалась в позднем палеозое при взаимодействии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [1, 2].

Всего рассматривается 2 группы дайковых роёв. Первая группа (западная) в структурном плане располагается на сочленении Жарма-Саурской и Чингиз-Тарабагатайской структурно-формационных зон, сложенных преимущественно вулканогенно-осадочными толщами. В эту группу входит 5 дайковых поясов, содержащих дайки различного состава. Геохронологические данные и геологические взаимоотношения позволили установить, как минимум 2 этапа проявления дайкового магматизма: среднекарбонный (315 ± 4 млн лет (U-Pb)) и раннепермский (287 ± 4 млн лет (Ar-Ar)). Вторая группа (восточная) располагается в Калба-Нарымской структурно-формационной зоне, сложенной в основном терригенно-осадочными отложениями. К этой группе относится 3 дайковых роая. В пределах данной

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

группы U-Pb методом установлен раннепермский возраст формирования дайковых роёв (279 ± 2 млн лет) [3].

Петрографические исследования западной группы дайковых роёв показали широкое разнообразие составов пород. Основные породы представлены в основном долеритами с долеритовой структурой и массивной текстурой. Породы среднего состава представлены в основном диорит-порфиритами, кварцевыми микродиоритами и кварцевыми микромонцодиоритами. В большинстве поясов западной группы были встречены дайки лампрофиров – спессартитов с панидиоморфной структурой и массивной текстурой.

Петрография пород восточной группы роёв отличается от таковой западной: здесь также присутствуют долериты с массивной текстурой, долеритовой или офитовой структурой, при этом встречается 2 разновидности основных пород, представленная скрытозернистыми или мелкозернистыми вариолитами с массивной текстурой и вариолитовой структурой. Наиболее распространенной разновидностью дайковых пород являются монцодиорит-порфириты. Также в подчиненном количестве в некоторых поясах восточной группы были встречены плагиоклазовые порфириты. Эти породы содержат крупные идиоморфные лейсты плагиоклаза ранней генерации, которые часто образуют гломеропорфировые сращения между собой и с субидиоморфными кристаллами амфиболизированного клинопироксена. В отличие от дайковых роёв западной группы здесь отсутствуют лампрофиры.

Был проведен сравнительный анализ состава минералов исследуемых групп дайковых роёв: в некоторых долеритах западной группы присутствует оливин и ортопироксен, которые отсутствуют в основных породах восточной группы. В среднем клинопироксен, соответствующий авгиту, в западной группе роёв более магнезиальный. Состав амфиболов широко варьирует и соответствует магнезиальной роговой обманке, железистому чермакиту, паргаситу и железистому паргаситу. В восточной группе амфиболы по составу соответствуют актинолиту и роговой обманке. Плагиоклазы западной группы роёв характеризуются более основными составами (вплоть до битовнитов), относительно восточной группы, где центральные части зёрен представлены лабрадором. В вариолитах наиболее основной плагиоклаз соответствует андезину. Бiotит в долеритах западной группы практически отсутствует, а в вариолитах восточной группы соответствует железистому биотиту. В некоторых породах среднего состава западной группы роёв встречается авгит, который отсутствует в породах восточной группы. Также западная группа характеризуется большими вариациями в составе амфибола: встречается керсутит, паргасит и магнезиальная роговая обманка. В восточной группе амфибол преимущественно представлен актинолитом. Плагиоклазы с целом харак-

теризуются схожей зональностью – наиболее основной плагиоклаз соответствует лабрадору. Биотиты также схожи по составу и соответствуют магнезиальному биотиту.

Полученные данные по вещественному составу позволяют говорить, что исследуемые породы варьируют в широких пределах по SiO_2 : дайки основного состава западной группы соответствуют – монцогаббро, монцогаббродиоритам и габбродиоритам, дайки среднего состава и лампрофиров соответствуют монцодиоритам, монцонитам, диоритам и кварцевым диоритам. Дайки основного состава восточной группы соответствуют монцогаббро и габбро, вариолиты – монцодиоритам, а остальные разности средних пород – монцодиоритам, монцонитам. По содержанию калия породы западной группы принадлежат известково-щелочной и высоко-калиевой известково-щелочной серии, а породы восточной группы – преимущественно высоко-калиевой известково-щелочной.

Спектры распределения РЗЭ для основных пород западной и восточной групп в целом схожи: для них характерно слабое обогащение тяжелыми лантаноидами, относительно легких. При этом для пород западной группы характерно отсутствие Eu аномалии и значительно меньшее содержание тяжелых РЗЭ. Для основных пород восточной группы характерно наличие слабо отрицательной Eu аномалии (особенно для вариолитов). Спектры распределения РЗЭ у пород среднего состава и лампрофиров западной группы схожи со спектрами основных пород. Для них также характерно слабое обогащение легкими лантаноидами и отсутствие Eu аномалии. Средние породы восточной группы характеризуются наличием более выраженной отрицательной Eu аномалии, относительно основных пород.

Для даек основного состава западной группы на мультиэлементных спектрах характерно наличие отрицательных аномалий по Rb и Th, а также положительных аномалий по Ba и Sr. В восточной группе аномалии по этим элементам отсутствуют, за исключением положительной аномалии по Sr. Для даек среднего состава и лампрофиров западной группы характерно наличие отрицательной аномалии по Rb и положительных аномалий по Ba и Sr. Для восточной группы характерны отрицательные аномалии по Ba и Sr, а также очень высокие содержания Cs.

Соотношения индикаторных элементов (Nb/Yb-Nb и Sm/Yb-Sm) для даек основного состава западной группы показывают более обогащенный состав мантийного источника, относительно даек восточной группы. Для пород западной группы возможным типом мантийного источника послужил преимущественно гранатовый перидотит (лерцолит) с содержанием граната от 1 до 5%, степени плавления могли варьировать от 2 до 10%. Для пород восточной группы – это мог быть шпинелевый лерцорит или гарцбургит со степенью плавления от 3 до 10%.

Для характеристики состава мантийного источника были проведены изотопные исследования Rb-Sr и Sm-Nd систем в исследуемых дайках. Для долеритов западной группы значение $\epsilon Nd_{(T)}$ варьирует от +6.31 до +3.44, а для даек среднего состава и лампрофиров от +3.21 до +2.23. В восточной группе $\epsilon Nd_{(T)}$ для долеритов составляет +7.48, а для монцодоритов +6.10.

Основным механизмом формирования дайковых роёв в среднем карбоне являются процессы растяжения литосферы, связанные с процессами коллапса орогена. Раннепермский этап связан с пост-орогенными процессами в обстановке растяжения, которые происходили при повышении температурных градиентов в литосфере, вызванной активностью Таримского мантийного плюма [1, 4].

Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 24-77-10050).

Литература

1. *Хромых С.В.* Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.

2. *Зонениайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.Ш.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с. Т. 2. 334 с.

3. *Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D., Antsiferova T.N., Semenova D.V., Kulikova A.V.* The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // Lithos. 2022. V. 426–427. Art. No. 106801.

4. *Khromykh S.V., Kotler P.D., Izokh A.E., Kruk N.N.* A review of Early Permian (300–270 Ma) magmatism in Eastern Kazakhstan and implications for plate tectonics and plume interplay // Geodynamics & Tectonophysics. 2019. V. 10. Is 1. P. 79–99.

Состав и геодинамические обстановки формирования верхне- и нижнекоровых комплексов Калгынского (Уядинского) офиолитового массива (Северо-Восток Азии)

Коллизионный пояс Черского является важным структурным элементом Верхояно-Колымской складчатой системы, которая выделяется в составе Верхояно-Чукотских мезозоид. Верхояно-Колымская складчатая система была образована в результате раннемеловой коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского супертеррейна [4]. Комплексы хребта Черского представляют собой внутреннюю восточную часть коллизионного орогена [3, 4]. В составе пояса выделяются деформированные терригенные, вулканогенно-терригенные и карбонатные комплексы раннего–позднего палеозоя, а также терригенные и вулканогенно-терригенные средне-позднеюрские образования. Офиолиты и ассоциирующие с ними метаморфические породы были выделены в качестве офиолитового пояса хребта Черского [1, 3, 4]. Наиболее крупным и хорошо изученным в настоящее время является Калгынский (Уядинский) офиолитовый массив. В составе массива выделены практически все комплексы характерные для офиолитовой ассоциации: комплекс мантийных перидотитов (дунит-гарцбургитовый), нижнекоровый комплекс (амфиболизированные ультраосновные куммуляты и полосчатые амфиболизированные габбро), верхнекоровый комплекс, представленный метабаазальтами. Породы массива совместно с полиметаморфическими сланцами образуют покровы аллохтонных пластин, надвинутых на палеозойские зеленосланцевые толщи [3]. Возраст Калгынского массива считался раннепалеозойским на основании данных по метаморфизму. Согласно [3] породы массива испытали три этапа метаморфизма, которые были датированы по вторичным минералам Ar-Ar методом. Ранний, океанический этап (419–430 млн лет) датирован по актинолиту из габбро-амфиболитов, средний этап (370 млн лет) связан с образованием внутриокеанических надвигов, датирован по биотиту из ассоциирующих метаморфических сланцев. Третий этап (174 млн лет) связан с обдукцией офиолитов, датирован по мусковиту из полиметаморфических сланцев, подстилающих офиолитовый покров [3]. В последние годы были получены изотопные датировки (U-Pb SIMS) магматического циркона из плутонического габбро массива, кото-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

рые составили 594.8 ± 3.4 [2], что позволяет рассматривать возможность более раннего формирования офиолитов. Ранее геодинамические условия формирования Калгынского массива были определены на основании микроэлементного состава (метод нейтронной активации) метабазальтов и габбро-амфиболитов. Согласно [3] базальты были сформированы в окраинном бассейне. Составы габброидов разделяются на две группы, одна из которых формировалась в обстановке СОХ, другая – в островодужной обстановке.

Получение новых геохимических данных по вулканитам офиолитов хр. Черского, методом ICP-MS и XRF, позволило значительно уточнить геодинамические условия формирования. По химическому составу метаульканиты разделяются на две группы. Породы *первой группы* характеризуются низкими содержаниями калия ($K_2O = 0.07\text{--}0.4$ мас.%) при вариациях кремнезема в диапазоне ($SiO_2 = 48.8\text{--}51.6$ мас.%). Они соответствуют базальтам низкокалиевой серии. Для пород характерны средние и высокие содержания титана ($TiO_2 = 1.5\text{--}2.5$ мас.%), магния ($MgO = 5\text{--}8.4$ мас.%), умеренные кальция ($CaO = 9.9\text{--}15.5$ мас.%), низкие и умеренные глинозема ($Al_2O_3 = 12.3\text{--}15.8$ мас.%). Породы относятся к слабо дифференцированным сериям и характеризуются высокими значениями магнезиальности ($Mg^{\#} = 70.4\text{--}77.5$). Характерны низкие суммарные концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) ($La + Sm + Yb = 10\text{--}15.7$ г/т) и слабофракционированные спектры распределения с незначительным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми РЗЭ ($La/Sm = 0.7\text{--}1.2$; $La/Yb = 1\text{--}2$). Спектры пород на спайдерграммах также имеют слабодифференцированный характер за исключением отрицательной аномалии циркона, гафния и положительной аномалии стронция.

Образцы *второй группы* отличаются от первой повышенными значениями кремнезема ($SiO_2 = 51.8\text{--}52.6$ мас.%) и калия ($K_2O = 1.4\text{--}1.7$ мас.%), они соответствуют андези-базальтам низко- и умеренно калиевой сериям. В этих породах наблюдаются более низкие содержания магния ($MgO = 5$ мас.%), титана ($TiO_2 = 1.4\text{--}1.6$ мас.%), кальция ($CaO = 9.9\text{--}15.5$ мас.%), повышенные глинозема ($Al_2O_3 = 16.3\text{--}16.6$ мас.%). Распределение элементов-примесей отличается от пород первой группы, характерно значительное преобладанием легких РЗЭ над средними и тяжелыми РЗЭ ($La/Sm = 1.7$; $La/Yb = 3$), суммарные концентрации составляют ($La+Sm+Yb = 18.8\text{--}21.5$ г/т) Нормированные на примитивную мантию многоэлементные спектры демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами (КЛЭ) и ярко выраженный тантал-ниобиевый минимум.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о существенном различии вещественного состава описываемых вулканитов. Геохимические особенности, отмеченные для пород второй группы такие как: обогащение легкими РЗЭ и элементами КИЛ, Ta-Nb минимум, расположение

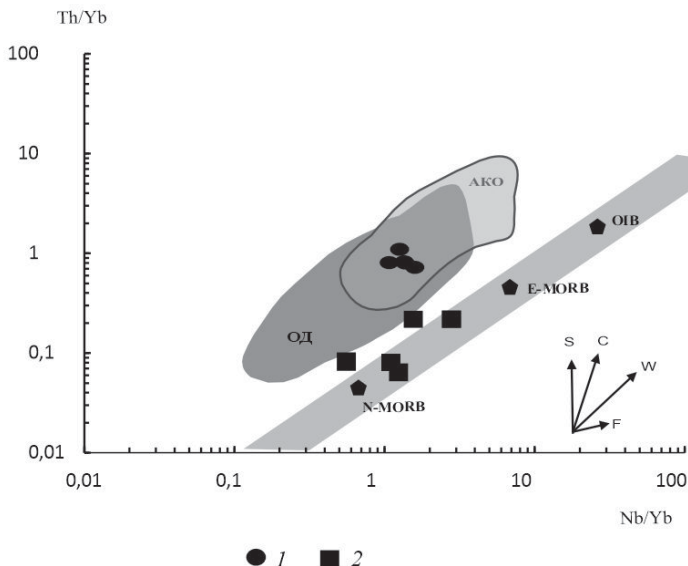


Рис. 1. Диаграмма зависимости Nb/Yb_Тb/Yb [7].
 1 – вулканиты второй группы; 2 – вулканиты первой группы

фигуративных точек на дискриминантных диаграммах (рис. 1) однозначно свидетельствуют об островодужном генезисе этих пород.

Геодинамическая природа пород первой группы не столь очевидна. Повышенные содержания титана, слабофракционированные редкоземельные спектры и спайдерграммы, положение фигуративных точек на некоторых дискриминантных диаграммах свидетельствуют о соответствии состава этих пород расплавам типа N-MORB. В то же время в некоторых образцах наблюдаются повышенные содержания тория, что является признаком субдукционной компоненты (рис. 1), это позволяет сделать вывод, что они формировались вместе с островодужными вулканитами второй группы в общей субдукционной системе. Судя по преобладающим особенностям вещественного состава, они формировались из расплавов типа N-MORB источником, которых была деплетированная мантия вблизи зоны субдукции, в такой области, где существовала возможность взаимодействия (смешение, импрегнация) с субдукционными расплавами родоначальными для пород второй группы. Это приводило к обогащению пород первой группы торием (субдукционная компонента). Исходя из вышеизложенного можно предположить, что вулканиты первой группы были сформированы в задуговом бассейне. С учетом того, что геохимические черты базальтов N-MORB в этих породах проявлены весьма отчетливо, можно сделать вы-

вод, что этот бассейн находился на продвинутой стадии эволюции. В свою очередь, такой вывод предполагает наличие зрелой надсубдукционной системы, аналогичной современным западнотихоокеанским системам.

Плутонические габбро Калгынского офиолитового массива разделяются на низко- и высокотитанистую группы ($TiO_2 = 0.16-0.6$ мас.%) и ($TiO_2 = 1.2-2.8$ мас.%) соответственно. При этом петрохимический состав высокотитанистых габброидов близок к составу метавулканитов первой группы Калгынского массива, соответствующих базальтам типа N-MORB.

В группе низкотитанистых габброидов суммарные концентрации РЗЭ, нормированных на хондрит наиболее низкие и вариативные ($La+Sm+Yb = 4.3-10.54$), ($La_n/Sm_n = 0.22-0.53$; $La_n/Yb_n = 0.19-0.45$). Характер их распределения соответствует плутоническим породам офиолитов надсубдукционного генезиса (Троодос, Кемпирсай). В высокотитанистых габброидах распределение РЗЭ имеет другой характер. Наблюдаются высокие суммарные концентрации РЗЭ ($La+Sm+Yb = 36.42-85.3$). Породы в меньшей степени обеднены легкими РЗЭ относительно средних и тяжелых ($La_n/Sm_n = 0.59-0.83$; $La_n/Yb_n = 0.61-1.02$). Спектры распределения РЗЭ высокотитанистых габброидов сопоставимы с спектрами габбро Восточно-Тихоокеанского поднятия. Таким образом, особенности распределения РЗЭ в плутонических габброидах Калгынского офиолитового массива наиболее сходны с распределением РЗЭ в габброидах офиолитов, для которых характерно формирование в различных последовательно сменяющих друг друга геодинамических обстановках. Примером могут служить хорошо изученные эталонные объекты такие как офиолиты Омана, Троодоса [5, 6], в разрезах которых присутствуют комплексы вулканитов и габбро, сформированных как в островодужной, так и в океанической обстановках. Проведенное исследование указывает на возможность существования в регионе древнего (вендского?) хорошо развитого океанического бассейна.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ № № 20-17-0019-П

Литература

1. *Архипов Ю.В.* Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы // Геология и полезные ископаемые образования Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск, 1984. С. 110–134.

2. *Ганелин А.В., член-корреспондент РАН Соколов С.Д., Шпикерман В.И., Герцева М.В., Маскаев М.В.* Новые данные о возрасте Калгынского офиолитового массива коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии): резуль-

таты U–Th–Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Докл. РАН. 2022. Т. 506. № 2. С. 20–25.

3. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000.

4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Парфёнов А.М., Кузьмин М.И. М.: МАИК «Наука/интергеофизика», 2001. 571 с.

5. Kay R.W., Senechal R.G. The rare earth geochemistry of the Troodos Ophiolite Complex // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 5. P. 964–970.

6. Pallister J.R., Knight R.J. Rare-Earth Element Geochemistry of the Saimal Ophiolite near Ibra, Oman // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № B4. P. 2673–2697.

7. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 19. P. 290–300.

Б.В. Георгиевский¹, К.А. Ситар²

Структура добычи углеводородов в XXI веке с позиции тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов

Введение

Цель данной работы заключается в характеристике структуры добычи месторождений углеводородов (УВ), введенных в разработку за последние 15 лет, с позиции тектонической типизации вмещающих их осадочных бассейнов. В настоящее время существует множество геологических и тектонических классификаций нефтегазоносных бассейнов [1, 2, 4], однако в основе большинства из них лежат принципы формирования бассейна с позиции структурообразующих тектонических процессов и механизмов. В данной работе использована одна из наиболее детальных классификаций [2], в соответствии с которой в терминах тектонических режимов статистически охарактеризованы молодые по добыче месторождения УВ, обеспечивающие прирост и поддержание добычи в XXI веке.

¹ АО «Зарубежнефть», Москва, Россия

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

Тектонические типы осадочных бассейнов и месторождения УВ различных типов

На рис. 1 приведена схема расположения молодых по добыче месторождений (с 2010 года) и контуры осадочных бассейнов с указанием их тектонических типов. Основу данной тектонической классификации [2] составляют типы геодинамических обстановок, среди которых выделяются дивергентные, конвергентные и сдвиговые [1, 2]. К первым относятся рифтовые бассейны, внутриплитные прогибы в обстановках растяжения либо пострифтовые прогибы, бассейны пассивных окраин, в том числе осложненные инверсионными процессами. Конвергентные обстановки представлены сценариями континент-континентальной субдукции (бассейны форланда, или предгорные, внутриколлизийные сдвиговые бассейны, бассейны поздне- и посторогенного растяжения и бассейны зажатых океанических впадин), а также океан-континентальной (О-С) субдукции (преддуговые бассейны, бассейны задугового растяжения, задуговые бассейны форланда, придуговые сдвиговые бассейны, бассейны наложенных задуговых прогибов). Сдвиговые бассейны представлены внутриплитными сдвиговыми бассейнами и сдвиговыми бассейнами переходных континентально-океанических зон.

Распределение месторождения УВ по тектоническим типам бассейнов

На рис. 2А для месторождений УВ каждого из типов показано соотношение вмещающих их нефтегазоносных бассейнов по тектоническим типам. В качестве примеров, в пределах бассейнов внутриплитных прогибов крупнейшие по добыче молодые месторождения (пиковая добыча более 400 тыс. в сутки) традиционной нефти и газа разрабатываются в бассейнах Северного моря, Прикаспийском, в Восточной Сибири; месторождения с добычей в десятки – первые сотни тысяч баррелей представлены также нетрадиционными УВ в бассейнах Северной Америки. Аналогичные месторождения нетрадиционных УВ доминируют по добыче в категории бассейнов форланда (предгорных), к которому также относятся бассейны Ближнего Востока с традиционными УВ.

На рис. 2Б показана доля месторождений различных типов по типу добываемых углеводородов к накопленной добыче в 2010–2024 гг., с преобладающим вкладом в суммарную за 15 лет добычу традиционных газовых месторождений. На рис. 2В показана динамика по годам ввода в добычу месторождений, категоризированных по тектоническим типам вмещающих их бассейнов. Данный график показывает, в частности, закономерное смещение фокуса при разработке месторождений от предгорных бассейнов

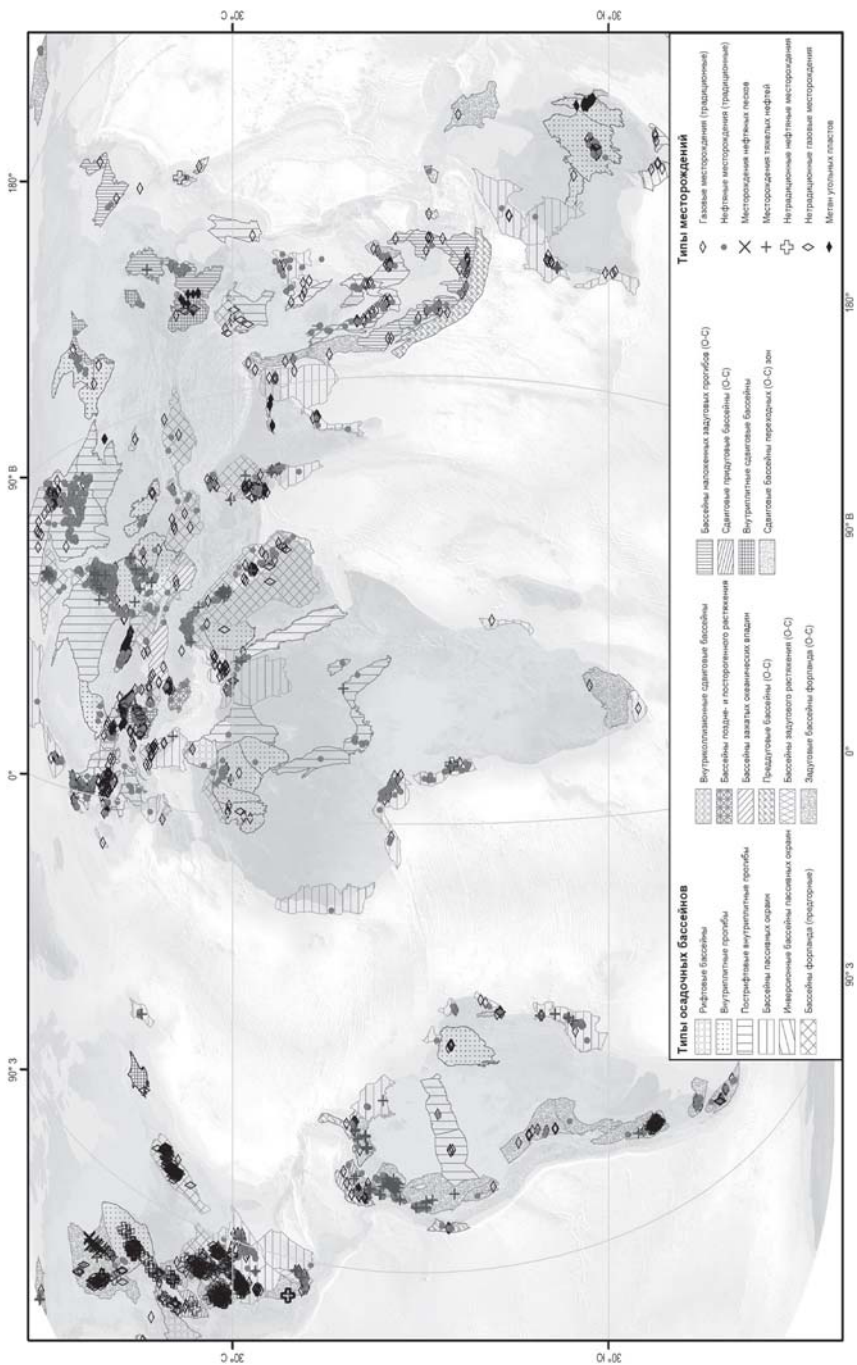


Рис. 1. Схема расположения месторождений, введенных в эксплуатацию начиная с 2010 года. Месторождения показаны в соответствии с типом углеводородов и в контурах нефтегазовых бассейнов, в соответствии с их тектонической классификацией [по данным 1, 3–5, с дополнениями и изменениями]

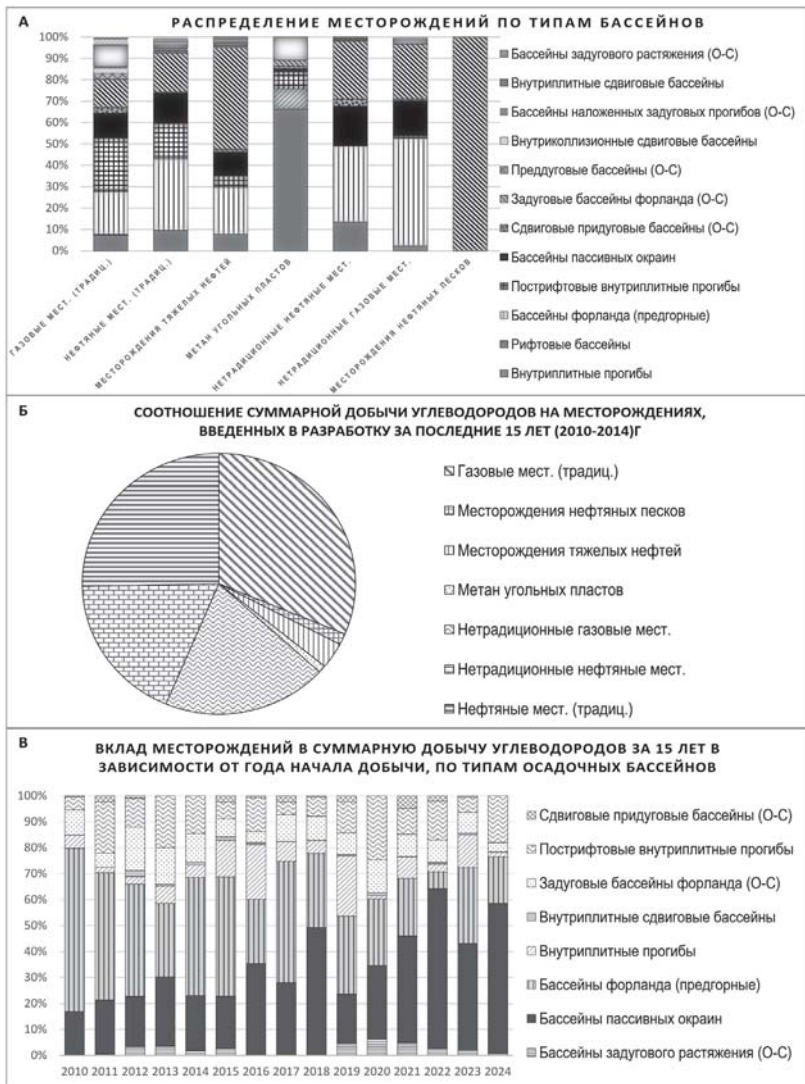


Рис. 2. Типизация месторождений углеводородов, введенных в эксплуатацию начиная с 2010 года.

А. Процентное соотношение типов месторождений в зависимости от тектонических типов вмещающих их нефтегазоносных бассейнов [1, 2 и др.]. Б. Распределение суммарной добычи углеводородов за период 2010–2024 гг. по месторождениям в соответствии с их типами. В. Годовая динамика ввода в добычу месторождений в бассейнах различных тектонических типов и соотношение их суммарной добычи за период 2010–2024 гг. с использованием данных [3, 5 и др.]

форланда к бассейнам пассивных окраин. Таким образом, на основе обширного фактического материала проанализированы современные тенденции вовлечения молодых по добыче месторождений УВ по отношению к тектоническим типам бассейнов, в пределах которых расположены данные месторождения.

Литература

1. *Георгиевский Б.В., Ситар К.А.* Нефтегазоносность осадочных бассейнов различных геодинамических обстановок: сравнительный статистический анализ и ресурсный потенциал // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы LIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. Т. 1. С. 119–125.
2. CGG – Sedimentary basins of the World map. AAPG datapages. Robertson basins and plays. Global basins classification. www.cgg.com/robertson
3. EIA (2024). U.S. Energy Information Administration. <https://www.eia.gov/>
4. *Evenick E.* Glimpses into Earth's history using a revised global sedimentary basin map // *Earth-Science Reviews*. 2021. V. 215. 103564.
5. GlobalData (2024). Thematic Reports. <https://www.globaldata.com/store/>

Р.Э. Гири́н¹, Р.Г. Гарецкий¹, Я.Г. Грибик¹

Тектоника и геодинамика зоны сочленения Припятского и Днепровского прогибов

Территория сочленения Припятского и Днепровско-Донецкого седиментационных бассейнов характеризуется сложным строением как консолидированной коры, так и платформенного чехла, включающего осадочные, эксплозивные и эффузивно-интрузивные отложения. Брагинско-Лоевская седловина (БЛС) представляет собой стержневую структуру зоны сочленения Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов и является структурой одного с ними ранга, хотя и несоизмерима с ними по площади. Ранее считалось, что БЛС соединяет Украинский щит и Воронежскую антеклизу, а разделяет Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы и состоит из Брагинского погребенного выступа на юге и Лоевской седловины на севере [1, 2]. Брагинский погребенный выступ вдается

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

с юга, со стороны Украинского щита, ориентирован в северо-восточном направлении. Его ширина у основания около 35 км, у вершины 20 км, длина 45–50 км. Поверхность фундамента в пределах выступа погружается на север от отметок немного выше -0.3 до -1.9 км. Лоевская седловина располагалась между Брагинским выступом и Северо-Припятским краевым разломом Припятского прогиба, протягиваясь с севера на юг на 50–60 км при ширине 30–40 км [2]. Вместе с тем, в последние годы была построена более точная структурная карта поверхности залегания кристаллического фундамента БЛС и сопредельных территорий, значительно уточнившая тектоническое строение зоны сочленения двух прогибов [3]. В настоящее время к территории БЛС отнесены: наиболее приподнятый Кулажинский выступ фундамента, Брагинский погребенный выступ и Лоевская седловина, которая по сравнению с предыдущей одноименной седловиной уменьшилась по площади примерно в 2.5 раза. Ранее Лоевская седловина располагалась между Северо-Припятским краевым разломом и Брагинским выступом, а сейчас она расположена только в своей бывшей южной части. На севере эта седловина обрезается восточной частью Речицко-Шатилковской ступени Припятского прогиба по Речицко-Вишанскому разлому. В свою очередь, данная ступень вдоль Верхнеднепровского субмеридионального разлома непосредственно сочленяется с Ловиньской ступенью Днепровского прогиба. Таким образом, выявился единый, непрерывный и самый глубокий Припятско-Днепровский девонский седиментационный пролив, ограниченный на севере соответственно Северо-Припятским и Северо-Днепровским суперрегиональными разломами, а на юге Речицко-Вишанским и Репкинским региональными разломами. Глубина залегания поверхности фундамента в наиболее приподнятой части Лоевской седловины составляет около -1.0 – -1.5 км, тогда как в примыкающей к ней восточной части Речицко-Шатилковской ступени она погружается с юго-востока на северо-запад от -2.2 до -5.2 км, в среднем составляя 3–4 км. Характерно, что припятская часть этого седиментационного пролива примерно в два раза шире его днепровской части и существенно глубже. Так, вблизи разделяющего их Верхнеднепровского разлома поверхность припятского фундамента располагается на глубине от -2.2 до -3.2 – -3.4 км и постепенно увеличивается в западном направлении до глубин -5.2 – -5.4 км, тогда как на территории днепровской части пролива глубина поверхности фундамента изменяется от -1.5 до -2.8 км и незначительно увеличивается в восточном направлении до -3.2 – -3.4 км.

Выявленный Припятско-Днепровский седиментационный пролив, позволяет по-новому взглянуть на тектонику и геодинамику зоны сочленения Припятского и Днепровского прогибов. Принимая во внимание данные по глубинному строению Припятского и Днепровского сегментов литосферы вдоль международного профиля ГСЗ GEORIFT-2013 [4]

и результаты исследования позднедевонского синрифтового магматизма данных сегментов Припятско-Днепровско-Донецкого (ПДД) рифта [5, 6], можно сделать определенные заключения. В работе [5] показано распространение магматических пород франского и фаменского возраста в ПДД рифте. Ранее было подчеркнуто, что только сравнительно небольшая часть магмы была вынесена изверженными породами в осадочную толщу, оставшаяся часть внедрялась в кору в виде силлов, даек и мощного корового внедрения основных пород [7]. Значительное внедрение основных пород в нижнюю часть земной коры Днепровского грабена было проинтерпретировано на поперечном профиле ГСЗ Пирятин-Талалаевка в виде высокоскоростного тела [8]. Результаты обработки материалов ГСЗ-КМПВ вдоль профиля GEORIFT-2013 показали, что установленное на профиле Пирятин-Талалаевка высокоскоростное тело является лишь небольшой составной частью, выявленной вдоль Днепровского грабена, региональной нижнекоровой рифтовой подушки (rift pillow) протяженностью 230 км и мощностью до 18 км, которую позднее предложили называть Западно-Днепровской рифтовой подушкой [9]. Ареал распространения позднедевонского магматизма на территории Днепровского прогиба хорошо совпадает с контурами распространения Западно-Днепровской рифтовой подушки. Западная зона Днепровского ареала позднедевонского магматизма (ДАПДМ) представлена, как и в пределах Припятского ареала магматизма того же времени (ПАПДМ), лавами щелочно-основного состава, щелочными базальтоидами и их дифференциатами [6]. Анализ 4 этапов припятского магматизма показал, что первые 2 этапа, представленные: Жлобинским комплексом трубок взрыва щелочных ультраосновных пород и Уваровичским комплексом умеренно-щелочных, щелочных ультраосновных-основных пород, по всей видимости, маркируют следы выхода в платформенный чехол сквозьлитосферного detachment Припятского прогиба. Третий и четвертый этапы магматизма (Припятский и Лоевский магматические комплексы) сформировались на стадии максимального растяжения литосферы и характеризуются значительным объемом и площадью распространения 2000–2500 км². Примечательно, что Припятское магматическое поле располагается главным образом на площади восточной части Речицко-Шатилковской ступени, захватывая на юге часть БЛС и Гомельскую структурную перемычку на севере. Вероятно, Припятско-Днепровский седиментационный пролив был сформирован в период максимального растяжения литосферы, сопровождавшимся максимальным объемом гипабиссального магматизма в пределах Припятско-Днепровской области магматизма. Значительное по объему проявление магматизма именно в северо-восточной части Припятского прогиба, судя по всему, связано с активными плюм-тектоническими процессами, обусловленными наличием здесь головной части нижнекоровой Западно-

Днепровской рифтовой подушки, которая, по-видимому, располагалась к северу от БЛС. Земная кора самой БЛС оказалась весьма резистентной к рифтогенной переработке, что хорошо видно на сейсмическом разрезе вдоль профиля GEORIFT-2013 [4]. Брагинский выступ характеризуется утолщенной консолидированной земной корой мощностью 42–43 км, тогда как её мощность на смежной территории центриклинали Днепровского прогиба минимальна и составляет около 35 км, а на смежной территории Припятского прогиба мощность консолидированной коры имеет промежуточное значение 39–40 км. При этом верхняя консолидированная кора ($5.9 \text{ км/с} < V_p < 6.4 \text{ км/с}$) на смежной территории Припятского прогиба имеет мощность порядка 10 км, а в районе Брагинского выступа её мощность максимально увеличивается до 12–13 км, а затем в днепровской части резко уменьшается до минимальных значений порядка 6 км [10]. Средняя консолидированная кора напротив более выдержана по мощности и равномерно уменьшается при движении от Припятского прогиба, через Брагинский выступ и далее по простиранию Днепровского прогиба от 11.5 до 7.5 км. Нижняя кора ($6.8 \text{ км/с} < V_p < 7.3 \text{ км/с}$) плавно утолщается от 18.5 км в восточной части Припятского прогиба до максимальной своей мощности равной 23 км под Брагинским выступом, а затем утончается до 21 км на площади центриклинали Днепровского прогиба. Следовательно, структура земной коры БЛС резко отличается ярко выраженной резистентностью к рифтогенной переработке и большей сохранностью своей додевонской земной коры.

Литература

1. Тектоника Белоруссии. Под редакцией Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1976. 200 с.
2. *Гарецкий Р.Г., Коницев В.С., Айзберг Р.Е.* Брагинско-Лоевская седловина // Геология Беларуси. Минск. 2001. С. 553–557.
3. *Толстошеев В.И., Кручек А.С., Сахарук П.О.* О строении поверхности кристаллического фундамента Брагинско-Лоевской перемычки и сопредельных территорий // Літасфера. 2021. № 1 (54). С. 3–22.
4. *Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Aizberg R., Garetsky R., Kakataev G., Gribik Y., Farfuliak L., Kolomiyets K., Omelchenko V., Komminaho K., Tiira T., Gryn D., Guterch A., Legostaeva O., Thybo H., Tolkunov A.* Lithosferic structure along wide-angle seismic profile GEORIFT-2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine) // Geophysical Journal International. 2018. P. 1–31. DOI: 10.1093/gji/ggx509.
5. *Wilson M., Lyashkevich Z.* Magmatism and the geodynamics of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 65–81.

6. Кузьменкова О.Ф., Лапцевич А.Г., Айзберг Р.Е., Носова А.А., Волкова Г.Д., Манкевич С.С., Юткина Е.В. Латерально-временной ряд породных комплексов позднефранско-раннефаменской Припятско-Днепровской области магматизма //Літасфера. 2020. № 1 (52). С. 3–20.

7. Wilson M. Magmatism and the geodynamics of sedimentary basin formation // Sedimentary Geology. 1993. V. 86. P. 5–29.

8. Ильченко Т.В. Некоторые аспекты эволюции Днепровско-Донецкого палеорифта (по данным ГСЗ) // Геофиз. журн. 1997. Т. 19. № 3. С. 69–79.

9. Айзберг Р.Е., Грибик Я.Г. Особенности глубинного строения и синрифтовой геодинамики Припятского и Днепровского сегментов земной коры // Докл. Нац. акад. наук Беларуси. 2018. Т. 62. № 4. С. 473–479.

10. Гирин Р.Э. Тектоно-геодинамический анализ мощности земной коры запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларуская навука, 2022. 110 с.

**Б.Г. Голионко¹, А.В. Тевелев², Б.Б. Шкурский²,
А.С. Аверьянова²**

Мезоструктурные парагенезы и структурная эволюция южной части зоны распространения тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал)

Тараташский метаморфический комплекс слагает одноименный блок линзовидной формы север-северо-восточного простирания в северной части Башкирского антиклинория, входящего в состав Западноуральской мегазоны. Блок представляет собой фрагмент фундамента Восточно-Европейской платформы, отделенный от последней Предуральским краевым прогибом [2]. Породы тараташского комплекса надвинуты в западном направлении на рифейские и палеозойские шельфовые комплексы палеоконтинентального сектора Уральской складчатой области и перекрыты со структурным несогласием, с базальными конгломератами в основании, породами айской свиты нижнего рифея [2]. С востока тараташский блок ограничен зонами бластомилонитов западной вергентности, относящихся к бильдишскому комплексу [6]. Таким образом, в современной структуре

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

тараташский блок представляет собой крупную (около 400 км²) западно-вергентную тектоническую линзу. Блок сложен архейскими и раннепротерозойскими породами, испытавшими метаморфизм гранулитовой фации и диафторез амфиболитовой (до зеленосланцевой) фации в ходе сложной многоэтапной истории геологического развития [3–5].

Строению, возрасту и метаморфической эволюции тараташского метаморфического комплекса посвящена обширная литература [3–6 и ссылки в них], в то время, как его структурная эволюция изучена еще недостаточно подробно. В данной работе мы попытаемся в какой-то мере восполнить этот недостаток.

Мезоструктурные парагенезы тараташского метаморфического комплекса изучались в пределах детального структурного участка на юге зоны его развития в районе железорудного месторождения Радостное, в 5 км к северо-западу от д. Александровка Челябинской области. Здесь в стенках карьера вскрываются породы радашской свиты тараташского комплекса, представленные магнетитовыми, магнетит-биотитовыми кварцитами и гнейсами, антофиллит-магнетитовыми породами, двупироксеновыми метаультрамафитами, пироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, мигматитами и глиноземистыми гнейсами, прорванными дайками пикритов и долеритов.

В пределах изученной площади выделены структурные элементы разных порядков. Основными структурами, развитыми на данном участке, являются складки F_2 субширотного простирания, опрокинутые в северном направлении. Складки северной вергентности по морфологии меняются от сжатых асимметричных до изоклиальных с практически параллельными крыльями, причем последние преобладают. Горизонтальный размах складок меняется от 0.5 до 10 метров. Форма замков складок меняется от округлой до коробчатой в пределах одной структуры. Складки с острыми замками встречаются реже. По классификации А.Н. Казакова [1] это типичные подобные складки ламинарного течения с сохраняющимися мощностями на крыльях и увеличением мощностей в замках структур. Отметим, что для складок, развитых в пределах участка, в целом не характерна сланцеватость осевой поверхности. Северные крылья складок характеризуются в большинстве опрокинутыми (75–85°) падениями в южных румбах, наблюдаются также слои круто (до 80°) погружающиеся в северном направлении. Южные крылья складок характеризуются нормальными падениями в южных румбах, углы падения меняются от 50 до 85°, увеличение углов падения наблюдается по восстанию структуры. В соответствии с этим, южное падение осевых плоскостей складок также становится более крутым по восстанию структур. Шарниры складок полого (5–10°) погружаются в восточном и восток-северо-восточном направлении. Линейность параллельна шарнирам складок.

На крыльях складок F_2 присутствуют более ранние складки F_1 , представленные изоклинальными и колчановидными структурами. Эти складки имеют меньшие размеры по сравнению со складками второй генерации, их размах не превышает 0.2–0.3 метров. Длинные оси колчановидных складок и субпараллельная им линейность удлинения ориентированы в субширотном направлении. Линейность складок F_1 , в условиях недостаточной обнаженности трудноотличима от субширотной линейности параллельной шарнирам складок второй генерации, однако следует учитывать, что в колчановидных складках линейность перпендикулярна изогнутым шарнирам во фронтальных частях складчатых структур и образует острые углы с шарнирами на флангах складок. Направление сжатия и тектонического транспорта при образовании колчановидных складок субпараллельна линейности. В складках северной вергентности F_2 , линейность параллельная их шарнирам перпендикулярна направлению сжатия и надвигания, следовательно, направления тектонического транспорта, при которых формировались складки первой и второй генерации, взаимно перпендикулярны.

На крыльях складок второй генерации отмечены локальные вариации направления погружения пород, при которых обычные падения в южных и северных румбах меняются на юго-восточные и юго-западные. Наблюдения показали, что эти изменения в залегании пород связаны с образованием складок с крутопадающими шарнирами F_3 , деформирующих ранее образованные структуры. Складки третьей генерации приурочены к зонам интенсивной мигматизации, характеризуются S-образным рисунком, их шарниры круто (около 80°) погружаются в юго-западном направлении.

Таким образом, в структурной эволюции изученного района выделяются три разновозрастных мезоструктурных парагенеза, отвечающие, как представляется, трем различным этапам деформации. Первый этап деформации D_1 связан с формированием колчановидных и изоклинальных складок F_1 . Линейность колчановидных складок ориентирована в субширотном направлении, следовательно, ориентировки сжатия и надвигания, обусловившие формирование этих структур, также были ориентированы в субширотном направлении (здесь и далее в современных координатах), а сами структуры изначально имели субмеридиональное простирание. Следует отметить, что первый этап характеризуется самой высокой степенью деформации, обусловившей изгибание шарниров, изначально имевших субмеридиональное простирание. Очевидно, что при формировании складчатых структур первой генерации в обстановке простого сдвига в субгоризонтальной плоскости, сначала образовывались асимметричные складки субмеридионального простирания, которые по мере увеличения степени деформации превращались в изоклинальные складчатые структу-

ры. При достижении пика деформации происходило изгибание шарниров изоклинальных складок в направлении тектонического транспорта, приведшее к образованию колчановидных структур.

Второй этап деформации D_2 , выразившийся в формировании складок северной vergentности и, соответственно, субширотного простирания F_2 , характеризуется резкой сменой ориентировки тектонического транспорта по отношению к первому этапу деформации. Сжатие и тектонические движения второго этапа были направлены в северном направлении. Изоклинальные складки преобладают среди складок второй генерации, однако колчановидных складок среди них нет, что указывает на более низкую степень деформации в ходе второго этапа по сравнению с предыдущим.

Третий этап деформации проходил в сдвиговых условиях. Характер складок F_3 , развитых в зонах мигматизации, указывает на то, что их формирование происходило в условиях пластических деформаций, следовательно, мигматизация носила синкинематический характер. Полевые наблюдения указывают на то, что образование складок третьей генерации происходило в условиях левостороннего сдвига северо-восточного простирания, но небольшое количество выявленных сдвиговых складок не позволяет говорить об этом с достаточной степенью уверенности.

Что же касается возраста выделенных деформационных событий, то в отсутствие микроструктурных исследований, позволяющих построить структурно-метаморфическую шкалу, мы можем лишь предположить связь этапов деформации с этапами метаморфизма, ранее установленными в исследуемом районе. Возможно, наблюдаемое снижение степени деформации при переходе от первого ко второму этапу деформации соответствует также и снижению P - T -условий метаморфизма. В породах района наблюдается смена ранних парагенезисов минералов, отвечающих гранулитовой фации, более поздними, характерными для амфиболитовой фации. Наиболее поздние ассоциации соответствуют эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям [3]. По данным [3] деформации происходили при переходе от гранулитовой к высокотемпературной амфиболитовой фации. Не исключено, что первая стадия метаморфизма может быть увязана с первым, а вторая – со вторым этапами деформации. Метаморфизм гранулитовой фации, по данным U - Pb датирования по цирконам, имеет возраст 2461 ± 36 млн лет [3], верхов амфиболитовой фации – 2264 ± 6 млн лет [4], более поздняя ассоциация – 2058 ± 12 , 2052 ± 5 [4], 2055 ± 45 млн лет [3]. Возраст синкинематической мигматизации, происходившей, как представляется, во время последнего фиксируемого на данном участке деформационного события – 2044 ± 4 [3], 2033.0 ± 9.2 [5] млн лет. Нетрудно заметить, что датировки, которые можно связать с последними двумя этапами деформации, близки в рамках ошибки метода, что, возможно, указывает на то, что эти этапы были стадиями единой фазы тектогенеза.

Таким образом, изученные деформационные события относятся к раннепротерозойской эпохе тектогенеза, причем первый этап, вероятно, относится к раннекарельскому, а два последних – к позднекарельскому времени. Раннедокембрийскую структурную эволюцию тараташского комплекса завершило формирование зон бластомилонитов, ограничивающих с востока зону его распространения, а также разделяющих Тараташский блок на несколько структур более высокого порядка [6].

Работа выполнена в соответствии с госзаданием ГИН РАН (тема – № 123032400058-6).

Литература

1. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Ленинград: Наука, 1976. 237 с.

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

3. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепехина О.П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.

4. Сомскова А.В., Аносова М.О., Федотова А.А., Фугзан М.М., Кириозова Т.И., Тевелев А.В., Астраханцев О.В. Изотопно-геохимические особенности мигматитов тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Геохимия. 2022. Т. 67. № 10. С. 903–920.

5. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015 № 1. С. 27–42.

6. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Федорчук В.А., Хотылев А.О., Кошелева И.А. Тараташский индентор и его роль в строении Урала // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 1. С. 3–11.

Необычные лежащие складки северного обрамления Балыгычанского блока Верхояно-Колымских мезозоид (Северо-Восток России)

Балыгычанский блок – крупный тектонический элемент юго-восточной части Верхояно-Колымских мезозоид Северо-Востока России. В строении блока принимают участие породы средней–верхней перми, триаса и юры, по составу близкие отложениям верхоянского комплекса Северо-Азиатского кратона, но сформированные в другой геодинамической обстановке, обусловленной связью с Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской) вулканической дугой [1–3], входящей в состав Охотско-Корякского орогенного пояса [4].

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

В результате проведенных детальных структурных исследований в верховьях р. Паутовая нами установлено, что вблизи северной границы Балыгычанского блока, которая большей частью совпадает с зоной крупных широтных разрывных нарушений, определяемой как Паутовский разлом, характер складчатых дислокаций резко отличен от описанных выше. Складки, развитые в долинах левых притоков р. Паутовой – ручьев Обрывистого и Наледного в турбидитах оводовской свиты верхней перми, а также гербинской и ларюковской свит нижнего триаса, представлены лежащими и, реже, асимметричными складчатыми формами. Структуры полого (20–30°) погружаются в северо-восточном направлении в соответствии с общим падением комплексов, слагающих исследуемый район. Размах крыльев складок меняется от 0.4 до 10 метров и только в предвершинных обрывах правого борта долины р. Паутовой достигает

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

³ Северо-Восточный государственный университет, Магадан, Россия

20–30 метров. Замки складок острые в комплексах с преобладанием тонкообломочных пород и округлые в комплексах, где встречаются породы псаммитовой размерности. В асимметричных складках, как правило, наблюдается верхнее крыло, характеризующееся нормальным залеганием и опрокинутое смыкающее крыло. Реже наблюдаются смыкающее и нижнее крыло. Кливаж осевой плоскости параллелен пологим крыльям складок и пересекает слоистость в замковых частях структур. Часто складки разорваны по зонам, субпараллельным кливажу; таким образом, мы наблюдаем лишь обрывки асимметричных структур. Азимуты падения крыльев складок, характеризующихся нормальным залеганием, меняются от северо-западных до северо-восточных с резким преобладанием последних, углы падения варьируют от 80° до 10° с максимумом $10\text{--}35^\circ$. Опрокинутые крылья складок полого погружаются преимущественно в юго-западном направлении, при этом падения меняются от юго-западных до юго-восточных. Шарниры и линейность, параллельная шарнирам складок, характеризуются пологими падениями, причем направления погружения линейных структур меняются от юго-восточных до северо-восточных при преобладании субширотных направлений. Наличие лежащих изоклиналильных складок с параллельными крыльями, помимо наличия замыканий в замках, подтверждается сменой нормальных залеганий опрокинутыми, определяемыми по седиментологическим признакам.

Наблюдаемые вариации направлений падений плоскостных и линейных элементов складок, как представляется, свидетельствуют о проявлении более поздних по отношению к образованию складчатых структур деформаций. Косвенным свидетельством существования более поздних сдвиговых деформаций является наличие единичных мелких складок, в которых слои, круто падающие на север-северо-запад, меняют свое падение на северо-восточное. Шарниры этих складок круто погружаются на северо-восток.

Лежачие изоклиналильные и асимметричные складки северо-запада Балыгычаского блока погружаются в северо-восточном направлении. Существуют лишь две обстановки, где образуются подобные структуры – складчато-надвиговые зоны и зоны, обрамляющие метаморфические ядра кордильерского типа. Геологическая обстановка в районе проведенных исследований никоим образом не может быть сопоставлена с обстановкой в метаморфических ядрах кордильерского типа. Следовательно, мы имеем дело со складчато-надвиговой зоной, а северо-восточные падения, обусловившие погружение складок на северо-восток, являются наложенными. Если мы приведем область развития складок к горизонтали, то получим складчато-надвиговую зону северо-восточной вергентности, образовавшуюся в результате субгоризонтальных надвиговых движений в северных румбах. В тылу этой зоны, в верховьях р. Паутовой мы

наблюдаем смену с юга на север субгоризонтально залегающих аргиллитов и авлевролитов паутовской свиты верхней перми субвертикально залегающими турбидитами оводовской свиты верхней перми, что можно проинтерпретировать как образование в тылу зоны лежащих и полого опрокинутых в северных румбах складок, зоны складок более круто наклоненных в тех же северных румбах. Подобный переход от зоны пологих надвигов и надвиговых складок к зоне более крутопадающих надвигов и крутонаклоненных надвиговых складок характерен для областей, где в деформации вовлечен лишь осадочный чехол. Что же касается самого Паутовского разлома, то это структура более поздняя по отношению к изученным складчатым структурам, очевидно характеризующаяся сдвиговой кинематикой.

В чем же, по нашему мнению, причина проявления этих складчато-надвиговых деформаций? Рассматриваемый район относится к юго-восточному флангу Яно-Колымской позднеюрской коллизионной зоны, в котором, как отклик на движения в ней, вначале возникла пологая брахискладчатость поперечной ориентировки, обусловленная выдавливанием материала из зоны максимальной коллизии на ее фланги [7]. Это самый ранний этап складчатости. Выявленные нами лежащие складки, опрокинутые в северных румбах, по-видимому, отвечают времени начала ранне-мелового аккреционного процесса в Охотско-Корякском орогенном поясе [4], в результате которого, при наличии «упора» – Омолонского микроконтинента, произошло общее погружение структуры в современном северо-восточном направлении. Такие надвиговые коробления осей генеральных складок Яно-Колымского орогенного пояса северо-западного простирания наблюдаются и на юго-восточном фланге Аян-Юряхского антиклинория [8], т.е. эти движения проявились явно позже главных сжимающих яно-колымских коллизионных движений.

Относительно более поздних сдвиговых движений возможны два варианта: (1) классическая смена обстановки сжатия на сдвиг в Охотско-Корякском аккреционном поясе или (2) возникновение этих сдвиговых движений вследствие вращения Сибирского кратона по часовой стрелке в позднем мезозое [9] в совокупности со встречными движениями аккреционного процесса формирования структур Охотско-Корякского орогенного пояса.

Исследования проведены в рамках Госзаданий СВКНИИ ДВО РАН и ГИН РАН.

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. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2-х кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

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). Вып. 33. Магадан: Тр. СВКНИИ СО АН СССР, 1969. 79 с.

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

7. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 306 с. (Тр. ГИНа; Вып. 506).

8. Горячев И.Н. Компьютерное моделирование морфологии и геодинамики юго-восточной части Аян-Юряхского антиклинория // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Мат-лы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило (XII годичное собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Магадан, 3–6 июня 2003 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 1. Строение, геодинамика и геологическая история зоны перехода континент–океан на Северо-Востоке Азии. С. 83–85.

9. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная летопись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 675–688.

Цветочные структуры сдвигового типа в строении южной части предуральского прогиба и их роль в локализации залежей нефти и газа

Общие сведения. Предуральский прогиб (ПП) относится к передовым прогибам, образовавшимся в позднем палеозое в процессе коллизионных событий на Урале. Заложение прогиба связано с формированием Уральской складчатой системы. В основании прогиба залегают карбонатно-угольные карбонатные породы окраины Русской платформы. До позднего карбона территория ПП развивалась в режиме пассивной окраины платформы с преобладанием шельфовой седиментации. Выполняющие прогиб нижнепермские осадки представлены тремя фациями, сменяющимися с востока на запад: терригенно-карбонатным флишем, депрессионными глинисто-битуминозными осадками и фациями карбонатного шельфа с биогермами рифового типа.

В подсолевых отложениях в южной части Предуральского прогиба (ПП) открыто несколько месторождений нефти и газа. Они расположены в западной (Нагумановское, Акобинское), центральной (Рождественское, Белоглинское) и восточной (Тавакановское, Беркутовское) частях прогиба. Нефтеносные карбонатные зернистые породы среднего карбона, перекрытые депрессионными осадками верхнего карбона – нижней перми, в восточной части прогиба флишевыми (флишоидными) отложениями [8]. Эти месторождения находятся на глубине более 3 км и приурочены к антиклинальным структурам. Наличие антиклинальной деформации подсоловой толщи в пределах выделенной по сейсморазведке МОГТ структуры [7] позволило обнаружить Акобинское газоконденсатное месторождение на глубине свыше 5 км.

О сдвиговой природе антиклинальных ловушек углеводородов (УВ) упоминается в литературе [3–6, 12, 13]. На сейсмопрофилях эти структуры проявлены в виде антиклинальных складок и флексур. В поперечном сечении они напоминают структуры пальмового дерева или цветка [16]. Особенностью строения присдвиговых структур является эшелонированное положение приподнятых и опущенных участков [2, 9, 11], в поперечном сечении они напоминают структуры пальмового дерева или цветка [16]. Диагностика сдвигов в волновом поле разработана для осадочного чехла Западной Сибири [12]. Центральное нарушение такой

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

зоны представляет собой центральный разлом, вдоль которого произошло смещение пород с «выжиманием» и поворотом блоков в вертикальной плоскости, иногда сопровождаемых крутым наклоном поверхностей напластования пород в сторону от разлома.

В западном борту ПП из-за наличия соляных валов и диапиров диагностика и трассирование сдвиговых деформаций на сейсмических профилях затруднительна. В то же время, сама морфология соляных валов, и, особенно, строения межсолевых мульд позволяют предполагать наличие деформаций сдвигового типа [3–6]. В юго-западной части прогиба – на Нагумановской и Восточно-Нагумановской площадях сдвиги, сформировавшие структуру Аюбинского месторождения, хорошо диагностируются по расположению соляных валов.

В центральной, наиболее погруженной части ПП, по сейсмическим данным (по профилям № 10, 14, 22, 37) также выделяется серия поднятий, имеющих признаки цветочных структур [10]. Детальный профиль 37 через Тугуз-Тимирскую зону подтверждает наличие антиклинальных структур под соляными куполами. Примером цветочной структуры может быть антиклинальное поднятие, контролирующее Тавакановское нефтяное месторождение (рис. 1).

В восточной зоне ПП известны месторождения УВ: Тавакановское, Исимовское, Саратовское, Беркутовское и другие. Считается, что они локализованы в аллохтонных частях (или висячих крыльях) тектонических структур взбросо-надвигового типа [1]. Однако, как это видно на сейсмических профилях, пройденных вкрест структур, надвигание является не определяющим фактором, а лишь следствием образования крупных, меридионально ориентированных сдвиговых зон, вдоль которых образуются локальные структуры цветкового типа (рис. 1). Во фронтальной части зоны линейных складок на Беркутовской площади по последним данным сейсмопрофилирования проявлены наложенные структуры в виде приразломных взбросов. Основной структурой фронтальной зоны является запрокинутая на запад синклиналь, выполненная пермскими породами и ограниченная с востока крутым разломом. Эта структура закартирована при съемочных работах в 50–60-х годах и подтверждена структурным картированием, проведенным зарубежными геологами по проекту Европроба 1995 [15]. Эти данные показали, что складчатая структура западной части Урала нарушена более поздними разломами. На Исимовской площади структурные поднятия по сейсмическим данным, интерпретируемые как надвиг, можно переинтерпретировать, как приразломный взброс, контролируемый соляным куполом (рис. 1).

На востоке отмечаются антиклинальные поднятия Петровское, Чилижное, Ирекское, Алабайтальское, Активное, Озеркинское, Гирьяльское, Маховое и Донголюкское. По сейсмическим данным они представляют собой

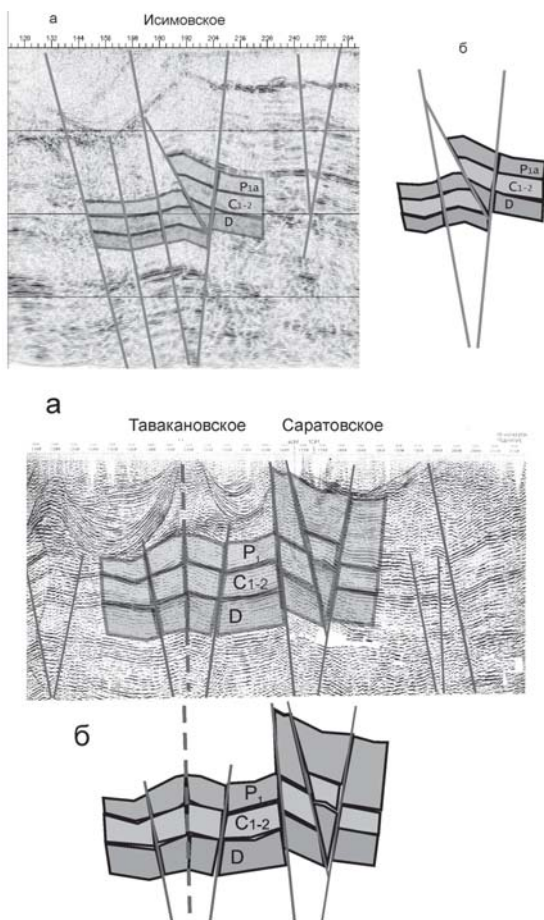


Рис. 1. Структуры цветка в строении восточного борта Предуралья: *a* – интерпретация по сейсморазрезам, *б* – структурная модель

антиклинали, ограниченные крутыми разломами встречного падения [8], т.е. являются структурами цветочного типа. Эти структуры прослеживаются западнее субмеридионального Сюреньского разлома, расположены эшелонировано вдоль него и контролируются косыми оперяющими разломами северо-западного простирания (вдоль которых ориентированы русла рек).

В районе скважины 63 Акбердинская по сейсмическим и геологическим данным выявлено поднятие тектонической природы, сложенное шельфовыми известняками девона [14]. На поверхности антиклинальное поднятие, вскрытое скважиной 63, совпадает с узкой антиклиналь-

ной складкой в известняках золотогорской свиты московского яруса (П.И. Климов, 1947 г.). Длина складки около 3 км. При полевых работах по структурному картированию этого участка [15] было установлено, что характер фронтальной структуры по разрезу вдоль р. Чумаза восточнее д. Андреевка (Андреевские сопки, 12 км северо-восточнее п. Петровское) определяется развитием серии километровых складок, часто опрокинутых. Эта структура нарушена более поздним встречным надвигом или взбросом восточного направления. Участок выхода зоны разлома на поверхность отмечается интенсивной складчатостью в пелитоморфных известняках золотогорской свиты среднего карбона, обнажения которых можно наблюдать вдоль дороги Абзаново-Акберда. Зона разлома тянется в направлении север-юг на протяжении нескольких десятков километров (к нему приурочен участок дороги Бужан-Абзаново-Акберда) до р. Урал. Вероятно, край девонского карбонатного шельфа здесь резко обрывается (по разлому), образуя серию антиклинальных структур.

Эшелонированность антиклинальных структур цветочного типа относительно крупных сдвиговых зон в восточной, центральной и западной бортах ПП может служить поисковым критерием для обнаружения новых залежей. Дополнительным поисковым критерием является характер соляных валов, их ориентировка, маркирующая зоны тектонических нарушений и наклон верхнепермских осадков в мульдах [3–6]. Зоны сдвига формировались, вероятно, на этапе последней тектонической (неотектонической) активизации вдоль бортовых частей современного Предуральского трога в результате блоковых движений участков земной коры. Возможно, при подъеме блоков происходило и формирование новых газовых месторождений.

Литература

1. *Бакиров Р.Д.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности верхнедевонско-нижнепермских отложений юга Предуральского прогиба Башкортостана. Дис. ... канд геол.-мин. наук. Уфа, 2022.
2. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. *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.
4. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.* Строение и перспективы нефтегазоносности юго-восточной части Предуральского прогиба // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Материалы 14-й Межрегиональной научно-практической конференции, Уфа, 23–26 мая 2022 г. М.: Изд-во «Перо», 2022. С. 51–56.

5. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Тектоническое строение и нефтегазоносные комплексы зоны сочленения Соль-Илецкого свода и Предуральского прогиба // *Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LIТектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2020. С. 195–199.*

6. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Ефимов А.Г., Побережский С.М., Светлакова А.Н.* Геологическое строение западной части Предуральского прогиба на территории Оренбургской области и структурная позиция нефтегазоносных комплексов // *Геологический сборник № 8. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. С. 221–226.*

7. *Днистрянский В.И., Побережский С.М., Гореликов В.И.* Проблемы поисков месторождений газа на больших глубинах в сложных горно-геологических условиях и возможные пути их решения (на примере работ в Предуральском прогибе) // *Территория Нефтегаз. 2007. № 4, С. 26–30.*

8. *Ефимов А.Г., Политыкина М.А., Тюрин А.М., Багманова С.В., Побережский С.М.* Флишоидный газ Оренбуржья – новый нетрадиционный источник природного газа (аналог сланцевого газа) // *Научно-технический сборник «Вести газовой науки». 2017. № 3 (31). С. 281–291.*

9. *Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В.* Разломы. (Морфология, геометрия и кинематика). Учеб. Пособие. / Отв.ред. Л.М. Парфенов. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.

10. *Светлакова А.Н., Разуваев В.И., Горожанина Е.Н., Пучков В.Н., Днистрянский В.И., Гореликов В.И., Побережский С.М., Горожанин В.М.* Новые данные о строении южной части Предуральского прогиба по результатам сейсмических работ // *Докл. РАН, 2008. Т. 423, № 4. С. 1–5.*

11. *Тевелев Арк. В.* Тектоника и кинематика сдвиговых зон. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2002. 305 с.

12. *Тимурзиев А.И.* Особенности контроля продуктивности скважин на месторождениях Западной Сибири, осложненных структурами горизонтального сдвига // *Нефтяное хозяйство. 2010. № 5. С. 2–6.*

13. *Хатьянов Ф.И.* Теория зачаточного сдвига в приложении к сейсмогеологическому прогнозированию нефтегазоконтролирующих структур растяжения и сжатия // *Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М: Наука, 1991. С. 180–185.*

14. *Щекотова И.А.* Особенности строения Призилаирской полосы передовых складок Южного Урала и перспективы ее нефтегазоносности // *Геология нефти и газа. 1987. N 12. С. 40–46.*

15. *Brown D., Alvarez-Marron J., Perez-Estaun A., Gorozhanina Y., Puchkov V.* The structure of the south Urals foreland thrust and fold belt at the transition to the Precaspian Basin // *J. Geological Society. London. 2004. V. 161. P. 1–10.*

16. *Sylvester A. G.* Strike-slip faults // *Bull. Geol. Soc. Am. 1988. V. 100. P. 1666–1703.*

Новые данные о строении шихана Куштау (Южный Урал)

В результате биостратиграфических и литофациальных исследований керна 12 скважин, пробуренных на горе Куштау в 2017 году ОАО «Башкиргеология» по заказу АО «Сырьевая компания», проведено стратиграфическое расчленение разреза и установлены границы между горизонтами ассельского и сакмарского ярусов, прослежено положение границы между этими ярусами (рис. 1).

Шихан Куштау – один из Стерлитамакских одиночных гор-шиханов, сложенных нижнепермскими известняками рифовых фаций [2–8]. Дискуссия о строении нижнепермских рифовых массивов Приуралья продолжается много десятилетий. Среди четырех известных массивов шиханской группы в районе г. Стерлитамака массив горы Куштау оставался наименее изученным. Ранее И.В. Хворова при картировании в 1942 г. предположила, что пласты известняков образуют антиклинальную складку с крутым западным и пологим восточным крылом [2]. Скважины на горе Куштау вскрыли наиболее полный разрез ассельско-сакмарских рифовых отложений. По результатам определения фауны фузулинид установлено положение границы ассельского и сакмарского ярусов. С учетом альтитуд определены абсолютные отметки положения стратиграфических границ в каждой скважине, проведено сопоставление их разрезов по профилям вдоль простирания горы с юга на север и вкрест простирания с запада на восток (рис. 1). Граница ассельского и сакмарского ярусов в скважинах, пробуренных на вершине горы, проведена по изогипсе 200 м в скв. 21, по изогипсам 210 и 225 м в скв. 25, 27 и 180 м в скв. 35. Граница между тастубским и стерлитамакским горизонтами сакмарского яруса проведена по изогипсе с абсолютной отметкой около 300 м (в скв. 21 и 23) и 310 м (в скв. 32 и 35). Граница между холодноложским и шиханским горизонтами ассельского яруса в этих скважинах, вероятно, находится на уровне изогипсы 130 м. Отложения нижней части ассельского яруса вскрыты скв. 29 и 34 на абсолютных отметках 160 и 180 м, они представлены мшанково-губифитовыми биогермными известняками, которые не содержат фузулинид, датированы по фауне остракод [9]. Отмеча-

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

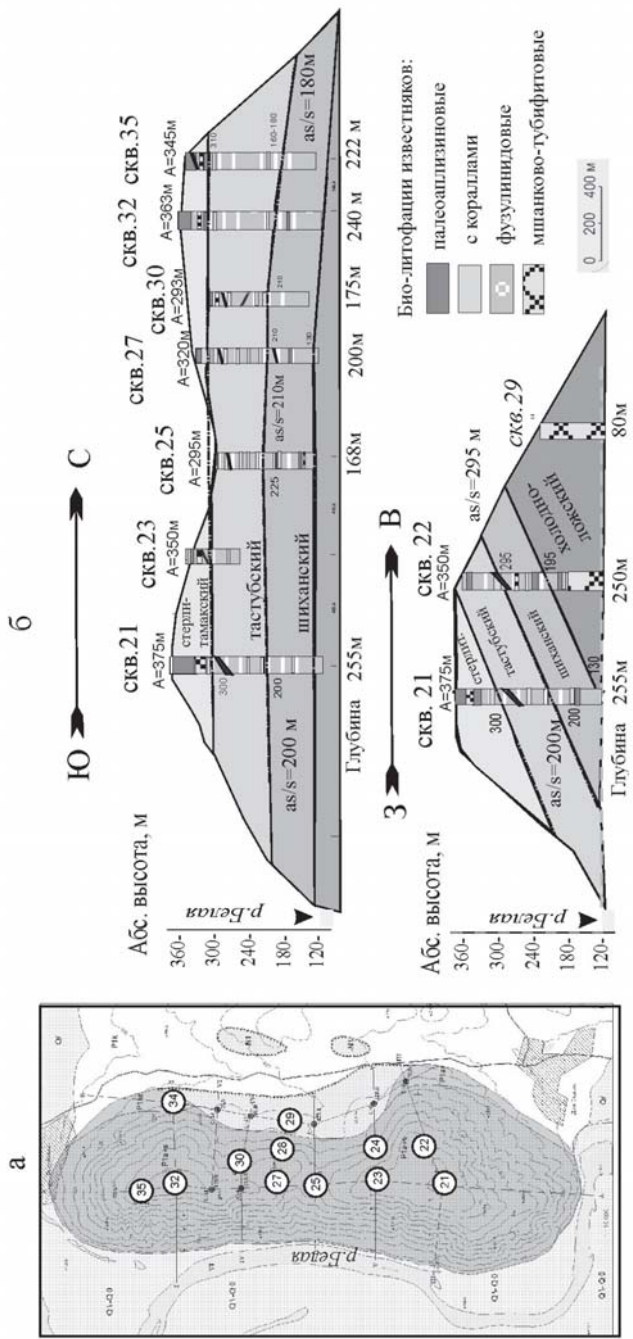


Рис. 1. Схемы сопоставления разрезов скважин, пробуренных на горе Куштау по продольному (С–Ю) и поперечному (3–В) профилям, и положение стратиграфических границ, установленных по фауне фузулинид. Схема составлена с использованием материалов ОАО «Башкиргеология»: а – план, б – разрезы

ется субпараллельность установленных биостратиграфических границ. В скважинах, пробуренных на восточном склоне горы (скв. 22, 24, 28), положение ассельско-сакмарской границы находится на уровне изогипсы 295 м, что на 100 м выше, чем в скв. 21, пробуренной на вершине. Положение границы между холодноложским и шиханским горизонтами ассельского яруса в этих скважинах прослеживается по изогипсе 195 м. Эти данные указывают на наклон пластов на запад-северо-запад под углом около 10–15 градусов. Вскрытая мощность ассельского яруса более 180 м, сакмарского около 180 м, общая (составная) мощность вскрытого разреза ассельско-сакмарских известняков составляет 360 м.

В разрезах скважин выделяются отдельные карбонатные толщи, сложенные разными био-лито-фациальными типами известняков. Наиболее распространены полибиокластовые фузулинидовые разности известняков, представленные ритмично чередующимися грейнстоунами и пакстоунами. Среди них выделяются пласты биогермной природы – мшанково-тубифитовых баундстоунов и пакстоунов, коралловых и палеоаплизиновых баундстоунов, которые прослеживаются по простиранию. Отмечается два уровня палеоаплизиновых биогермов – в шиханском горизонте ассельского яруса и в стерлитамакском горизонте сакмарского яруса. Мощность палеоаплизинового биогерма (биострома) в стерлитамакском горизонте достигает 40 м, он прослежен во всех скважинах и в обнажениях на вершине горы Куштау. Ранее эти известняки были описаны И.В. Хворовой при полевых исследованиях в 1942 году. Как и в разрезе других шиханов [6], био-литофации известняков образуют вертикальную последовательность смены биофаций – от тубифитово-мшанковых к фузулинидово-коралловым и палеоаплезиновым ассоциациям [4], циклично повторяющуюся в ассельское и сакмарское время. Граница между ассельским и сакмарским ярусами проходит в толще полибиокластово-фузулинидовых известняков и литологически не выражена. Эти данные говорят о существовании в ассельско-сакмарское время протяженной шельфовой полосы с богатыми биогермными комплексами, рассматриваемыми как циклично повторяющиеся рифовые биоценозы. Отложения разбиты нептуническими дайками – своеобразными жилообразными телами, сложенными темным микритом с остроугольными обломками вмещающих известняков [1–3].

Полученные результаты биостратиграфического и литолого-фациального изучения указывают на структуру горы Куштау как моноклиналную толщу с падением пластов на запад-северо-запад. Шихан Куштау имеет наилучшую сохранность разреза ассельско-сакмарской рифовой последовательности, выявленную в результате бурения скважин. Сами горы-одиночки представляют собой неотектонические останцы [2, 3].

Литература

1. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Генезис нептунических даек в Стерлитамакских Шиханах // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 69–80.
2. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Тектоническое строение и история геологического развития территории Стерлитамакских шиханов // Геологический вестник. 2023. № 3. С. 98–129.
3. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Тектоническое строение территории Стерлитамакских шиханов // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 115–120.
4. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Сагдеева Н.С.* Литофациальные особенности известняков нижней перми Стерлитамакских шиханов // Геологический вестник. 2023. № 2. С. 4–25. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-2-1
5. *Исакова Т.Н., Кулагина Е.И., Филимонова Т.В.* Раннепермская фораминиферная биота рифового массива Шахтау и её связи с биотами тетической и арктической областей // Геологический вестник. 2020. № 1. С. 3–12.
6. *Королюк И.К.* Методика и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау (Приуралье). М.: Наука, 1985. 111 с.
7. *Кулагина Е.И., Скуин И.А., Косовая О.Л.* Пермский риф Шахтау. Уфа: Белая река, 2015. 72 с.
8. *Пучков В.Н.* Особенности геологического строения геопарка «Торатау» // Геологический вестник. 2019. № 3. С. 18–49.
9. *Семенов Р.Е.* Остракоды из ассельских (нижнепермских) отложений горы Куштау // Геология, геоэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий: Сборник статей XII Всероссийской молодежной конференции, посвященной памяти член-корреспондента РАН В.Н. Пучкова, г. Уфа, 23–27 сентября, 2024 г. М.: Изд-во «Перо», 2024. С. 60–63.

U-Pb возраст и геохимические особенности циркона из рудовмещающего комплекса на золоторудном участке «Пологий» (Анабарский щит)

Рудопроявление золота Пологое расположено в левом борту нижнего течения р. Налим Рассоха [1]. Поисковые работы на золото здесь проводились в 1980–1984 гг. при геологической съемке масштаба 1:50 000. В пределах рудоносного участка распространены гранатовые гнейсы хапчанской серии, мигматиты, гнейсограниты, мафические кристаллосланцы, претерпевшие гидротермально-метасоматические преобразования, наиболее интенсивно проявленные в полосе пород шириной 200–400 м, стволочная часть которой шириной 10–30 м прослеживается на 2 км. В рудной зоне кварц-олигоклазовые и альбит-хлоритовые метасоматиты чередуются с гранатосодержащими гнейсами и гранитоидами. Золотоносные метасоматиты в разной степени насыщены пиритом (пирит, содержание которого в среднем 2%), пирротином, халькопиритом, ковелином, борнитом. Золото тонкодисперсное, визуальное и в аншлифах не наблюдалось и связано с сульфидной минерализацией.

С целью определения состава и возраста гранитоидов в пределах золотоносного участка Пологий был изучен керн скважины 4. Скважина глубиной 101 м вскрывает почти по падению тела кварц-полевошпатовых blastsмилонитов (инт. 10–25 м) (метасоматитов) среди мигматизированных биотит-амфиболовых гнейсов и катаклазированных гранитов (25.5–55.5 м). Были изучены мигматиты, катаклазированные граниты и кварц-полевошпатовые blastsмилониты.

Петрографическая характеристика

Лейкосома в мигматитах (обр. 666е) характеризуется минеральным составом (%): Q 33, Pl (An₂₄) 45, Kfsp 10–12, Bt 5, Chl 3. *Меланосома* (666г) имеет состав (%) Q 5, Pl (An₂₈) 70 Bt 12, Hbl 10–11 Chl 2. Розовые катаклазированные граниты (666в) состоят из (%): Q 40, Pl (An₁₈) 40, Kfsp 15, Bt 2-3, Chl 5. Кварц-полевошпатовые blastsмилониты (обр. 666) изначально были представлены крупнокристаллическими лейкократовыми породами,

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

предположительно трондьемитами, впоследствии милонитизированными, перекристаллизованными и окварцованными. Они характеризуются минеральным составом (%): Q 43–45, Pl (An_{10}) 45–47, Crd 1, Bt 1, Chl 5, Xtm 0–0.5.

Геохимические особенности

Мигматиты. *Лейкосома* петрохимически соответствует гранодиоритам. Породы плюмазитовые (ASI 1.17), при нормализации на состав примитивной мантии отмечаются положительные аномалии по K, Cs, Rb, Ba, Pb, Zr, отрицательные – по Ta, Nb, P. Характерна относительно низкая $\Sigma P3Э$ (99 г/т) и их фракционированное распределение $(La/Yb)_N = 20$, отсутствует Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 1.0$). *Меланосома* по петрохимии соответствует металюминиевым (ASI = 0.91) монцонитам, на спайдерграммах наблюдаются положительные аномалии по Ba, Pb, Nd, Sm, отрицательные – по Th, P, Ti. Она обогащена P3Э ($\Sigma P3Э = 246$ г/т), фракционированность слабая $(La/Yb)_N = 5.5$, отчетливо проявлен Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.68$). *Катаклазированные граниты* плюмазитовые (ASI 1.1) по соотношению нормативных полевых шпатов соответствуют трондьемитам. Породы обогащены Cs, Rb, Ba, особенно Th, Pb, проявлены отрицательные минимумы по Ta, Nb, Ti, P. Граниты наиболее обогащены P3Э ($\Sigma P3Э = 354$ г/т), с фракционированным распределением $(La/Yb)_N = 23$ и «глубоким» Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.27$). *Бластомилониты* по петрохимии соответствуют трондьемитам, породы плюмазитовые (ASI 1.19–1.21), обеднены Rb, Ba, Th, Sr, P, Ta, Nb, Ti положительные аномалии по U, Pb, Nd. По уровню содержания P3Э ($\Sigma P3Э = 106–119$ г/т) и фракционированности $((La/Yb)_N = 25)$ некоторые из них близки к лейкосоме мигматитов, но при этом отчетливо проявлен Eu-минимум $Eu/Eu^* = 0.41–0.48$ У других, ксенотим-содержащих разностей наблюдается чайкообразный профиль распределения P3Э за счет обогащения HREE. Они более железистые и магнезиальные, кроме Y и TP3Э, также богаче Cr, Co, Cu, Zn, Nb, Zr, Sc.

Породы из рудной зоны характеризуются положительной величиной $\epsilon_{Nd}(T)$ от +0.6 в гранитах, до +2.5 в меланосоме и бластомилонитах. При их образовании можно предполагать участие ювенильной палеопротерозойской мантии, модельный возраст которой по одностадийной модели $T_{Nd}(DM) = 2.23–2.36$ млрд лет, практически не отличается от возраста по двухстадийной модели 2.29–2.36, что указывает на непродолжительное нахождение в коре вещества, отделившегося от мантии. Пониженная величина $\epsilon_{Nd}(T) = +0.6$ и модельный возраст протолита близкий к рубежу архея и протерозоя 2.5 млрд лет в гранитах, видимо является результатом контаминации более древнего корового материала в палеопротерозойском очаге плавления.

U-Pb датирование и геохимия циркона

Датирование циркона выполнено по двум пробам: катаклазированные граниты (обр. 666в), blastsмилониты (обр. 666).

Циркон из гнейсогранитов (обр. 666в) серовато-коричневый, длина кристаллов составляет 148–297 мкм, $Ku = 1.4–3.4$. Большинство зерен с тонкой ритмичной зональностью, в краевых частях зерен наблюдаются темные однородные каймы. Содержание $U = 91–340$ г/т, $Th = 44–201$ г/т, $Th/U = 0.39–1.23$. Для 11 анализов построена дискордия с верхним пересечением 2109 ± 8 млн лет, которое принимается как время кристаллизации циркона из гранитов (рис. 1в, г). Для циркона с точкой 5.2 (темная кайма, отношение $Th/U = 0.04$) получен возраст 1940 ± 8 млн лет, указывающий на время метаморфизма. Для циркона из гранитов получены дифференцированные спектры распределения РЗЭ (рис. 2а), содержание которых сильно

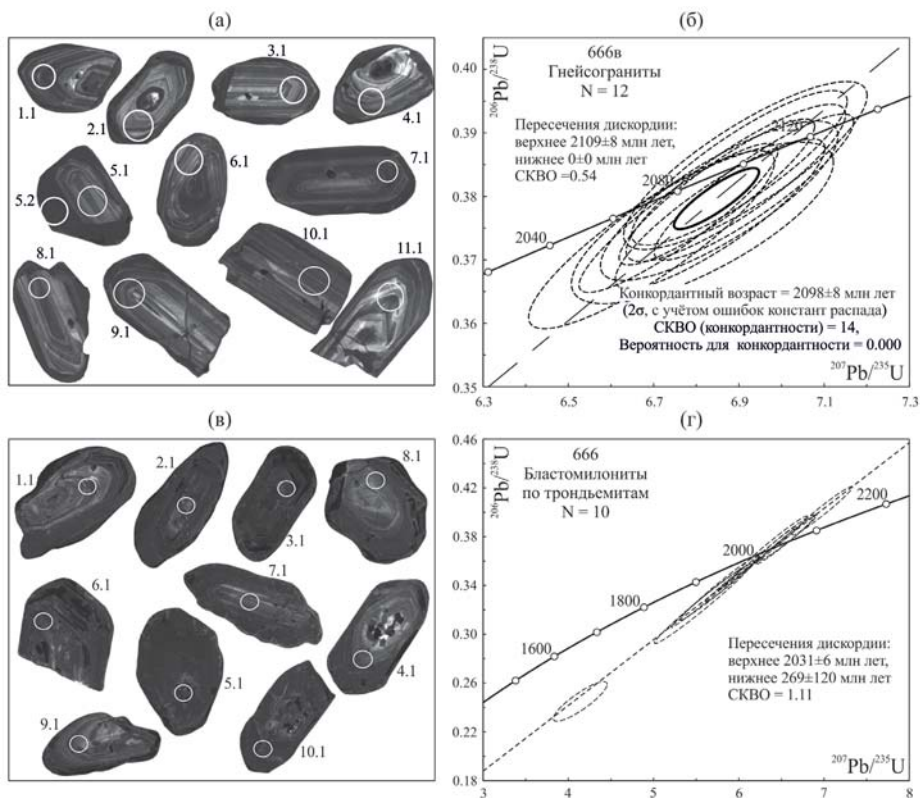


Рис. 1. CL-изображения с положением точек анализа и диаграмма с конкордией для циркона из гнейсогранитов (обр. 666в) и blastsмилонитов (обр. 666)

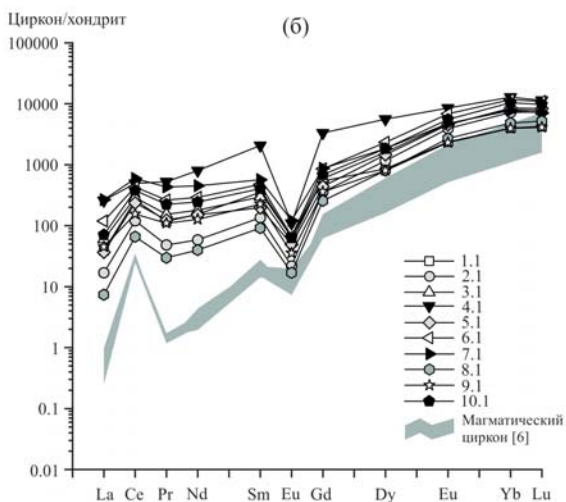
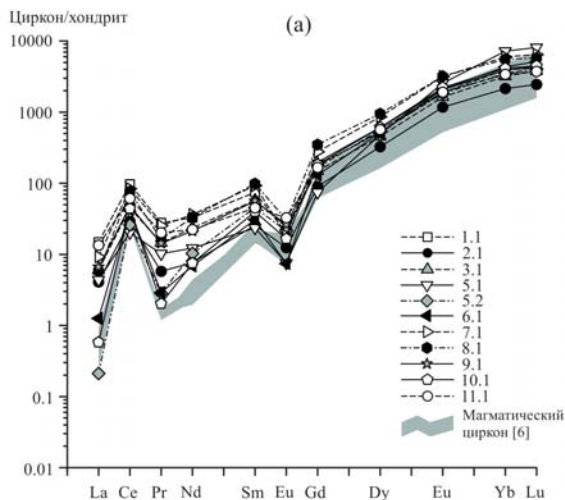


Рис. 2. Распределение РЗЭ в цирконе из обр. 666в (а) и 666 (б). Нормировано на хондрит CI [7]

варьирует (от 718 до 1980 г/т). Для циркона характерна отрицательная аномалия по Eu (Eu/Eu^* в среднем 0.21), положительная Ce-аномалия варьирует в пределах от 3.8 до 40.7. Содержание Ti в цирконе позволяет оценить температуру его кристаллизации в интервале 687–761 °C по Ti-термометру [9]. В целом графики распределения РЗЭ конформны типовому магматическому циркону по [6], с некоторым обогащением ЛРЗЭ.

Циркон из бластомилонитов (обр. 666) светло-коричневый, представлен субидiomорфными призматическими, овальными и округлыми зернами. Длина зерен 120–250 мкм, $K_y = 1.5–3$. По меньшей мере в пяти зернах (1.1, 4.1, 7.1, 8.1, 9.1, рис. 1в) хорошо проявлена ритмичная зональность свойственная магматическому циркону, величина отношения $Th/U = 0.52–1.67$. Линия дискордии дает верхнее пересечение в 2031 ± 6 млн лет, которая вероятно отвечает времени кристаллизации циркона в трондьемитах (рис. 1г). Спектры распределения РЗЭ имеют слабо дифференцированный характер (отношение Lu_N/La_N в интервале от 26.7 до 707.8 г/т), суммарное содержание РЗЭ варьирует в широких пределах от 1590 до 6851 г/т (рис. 2б). Четко проявлена отрицательная аномалия по Eu ($Eu/Eu^* = 0.04–0.17$), но слабая положительная Ce-аномалия ($Ce/Ce^* = 1.34–4.47$). Температура образования циркона варьирует от 767 до 964 °С. В отличие от типового магматического циркона наблюдается обогащение РЗЭ, особенно в области ЛРЗЭ (рис. 2б).

Выводы

В разрезе по скважине 4 вскрываются разновозрастные метаморфизованные интрузивные образования, для которых может быть установлена следующая последовательность событий. Мигматиты образованы, вероятно, по породам среднего состава, циркон из лейкосомы не анализировался, но судя по датированному циркону из меланосомы монзонитового состава можно предполагать время метаморфизма и мигматизации около 1960 ± 7 млн лет назад. Катаклазированные граниты (обр. 666в) имеют возраст магматического циркона 2109 ± 8 млн лет. Вероятно, мигматизированные породы среднего состава представляют собой более раннюю фазу условно того же возраста, что и катаклазированные граниты. Бластомилониты образовались по более поздним трондьемитам с возрастом 2031 ± 6 млн лет, которые имеют ювенильные характеристики $\epsilon_{Nd}(T) = +1.7 – +2.5$ и наиболее молодой модельный возраст протолита. Они характеризовались наиболее высокой температурой расплава (до 964 °С) и его высокой флюидонасыщенностью, судя по обогащению циркона ЛРЗЭ (рис. 2б). С милонитами по высокотемпературным трондьемитам связано образование кварц-полевошпатовых метасоматитов, вмещающих золотосодержащую сульфидную минерализацию. Эволюция состава гранитоидов от диорит-гранитных плутонов до массивов с выраженной «трондьемитовой» спецификой, определяемая локальной разницей магматических источников и условий кристаллизации магмы, могла способствовать формированию золотоносности участка «Пологий». Геодинамическая обстановка образования золоторудных гидротермально-метасоматических изменений коллизийная, но изначально оруденение, вероятно, связано

с эволюцией магмы с низкой степенью окисленности вблизи границы гранитоидов магнетитовой и ильменитовой серий.

Исследования выполнены в рамках проекта Российского научного фонда № 23-27-00098.

Литература

1. Гусев Н.И., Романова Л.Ю. Вещественный состав и возраст пород рудовмещающего комплекса на золоторудном участке «Пологий» Билляхской тектонической зоны (Анабарский щит) // Материалы 33-й научной конференции «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2024. С. 27–33.

2. Добрецов В.Н., Кравченко А.А., Смелов А.П. Металлогения докембрийского золота Анабарского щита // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург: Центр информационной культуры, 2007. С. 84–87.

3. Кравченко А.А., Герасимов Б.Б., Березкин В.И., Мухамедьяров М.Г., Рассохин В.В., Кардашевская В.Н. Предпосылки поисков золоторудных месторождений в метаморфических комплексах Арктической зоны Республики Саха (Якутия) (Анабарский щит и Оленекское поднятие) // Вестник Северо-Восточного федерального университета им. МК Аммосова. Серия: Науки о Земле. 2018. № 4. С. 5–13.

4. Кравченко А.А., Смелов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н., Добрецов В.Н. Природа золоторудной минерализации раннепротерозойского билляхского гранитоидного комплекса по геохимическим данным (Анабарский щит) // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 23–29.

5. Кузнецов А.А. Геолого-минералогическая модель Анабарского щита. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 97 с.

6. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Т. 69. №. 3. С. 637–648.

7. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical geology*. 1995. Т. 120. № 3–4. С. 223–253.

8. Schwindinger M., Weinberg R.F., White R.W. The fate of accessory minerals and key trace elements during anatexis and magma extraction // *Journal of Petrology*. 2020. Т. 61. №. 2. С. ega031.

9. Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contrib. Mineral. Petrology*. 2006. V. 151. P. 413–433.

Палеомагнетизм юрских образований южной окраины Лавразии (Северо-Западный Кавказ) и количественное ограничение палеотектонических реконструкций

Между Гондваной и Лавразией (и позднее – между Африкано-Аравийской и Восточно-Европейской платформами) от триаса до позднего кайнозоя простирался океан Тетис. В позднем аалене или раннем байосе окраина Лавразии стала активной – началась субдукция океанической коры Мезотетиса. На территории Большого Кавказа этот процесс сопровождался формированием новых тектонических структур. Возникший в байосе на окраине Лавразии Понтийско-Малокавказский вулканоплутонический субдукционный пояс занял часть территории Большого Кавказа. В северо-западном Большом Кавказе этому субдукционному поясу известково-щелочного вулканизма принадлежит Абхазо-Рачинская зона. Раннеюрский бассейн Большого Кавказа стал в байосе задуговым глубоководным бассейном, в котором накапливались глинистые и флишевые осадки и происходила активная вулканическая деятельность. Вулканизм в этом бассейне был контрастным – риолитовым и базальтоидным. В бате рассматриваемая зона подверглась интенсивным деформациям. В келловее и поздней юре в задуговом бассейне формировались мощные толщи флиша [1].

В результате палеомагнитного изучения среднеюрских образований Большекавказской мегазоны была выделена доскладчатая компонента намагниченности чаталтапинской свиты $Ds^\circ = 200$, $Is^\circ = -30$, свиты г. Индюк $Ds^\circ = 206$, $Is^\circ = -36$ и в породах порфиритовой серии $Ds^\circ = 190$, $Is^\circ = -36$) она может быть первичной. Был проведен анализ данных, полученных при изучении юрских пород палеомагнитным методом на 6 участках: 3 точки – эта работа и 3 точки литературные данные – Бечасын, Дзируль, Локк [2]. Анализ палеомагнитных данных, полученных при изучении среднеюрских пород Большекавказской мегазоны показал, что в средней юре возможное положение сопряженных с окраиной Лавразии террейнов Большекавказской мегазоны находилось в интервале палеоширот $15-30^\circ$ с.ш. Мезотетис присутствует (под разными названиями) на многих опубликованных юрских палеотектонических реконструкциях [3–6 и др.]. Если рассматривать Анатолийскую мегазону, как северную

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

окраину Аравии, то используя палеомагнитные данные [7] (результат [7] не считается вполне надежным, но другие данные для средней юры отсутствуют) можно оценить ширину Тетис в юрское время не менее 2000 км, вдоль палеомеридиана. Палеомагнетизм пород средней юры Понтидо-Закавказской мегазоны указывает на то, что ширина задугового бассейна скорее всего не превышала 1000 км.

На некоторых реконструкциях показана сеть палеоширот и можно определить палеоширотное положение окраины Лавразии и сопряженных образований Большого Кавказа на реконструкциях.

В публикациях [7–10] рассматриваемая окраина Лавразии находится на реконструкциях для тоара и средней юры в пределах палеоширотного интервала, определенного при исследовании палеомагнетизма пород. В реконструкции [11], окраина Лавразии помещена на 16–18° севернее, в реконструкции [12] и [13] 4–6° севернее, в реконструкции [14] 2–4° севернее, а в реконструкции [15] – на 10–12° к северу от этого палеоширотного интервала. В реконструкции [16] окраина Лавразии находится на 8–10° севернее от вычисленного палеоширотного интервала. Палеоширотное положение изученных образований Большекавказской мегазоны на ряде юрских палеотектонических реконструкциях близко результатам палеомагнитных исследований, для других из них необходима коррекция. Можно сделать вывод, о том, что положение исследованных террейнов в юре было значительно южнее, чем это предполагалось ранее. Палеоширотное положение на реконструкциях следует изменить для согласования их с палеомагнитными данными.

Литература

1. *Панов Д.И., Ломизе М.Г.* Ранняя и средняя юра Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 39–110.
2. *Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.* Результаты палеомагнитного изучения юрских пород Грузии и Северного Кавказа // Физика Земли. 1979. № 10. С. 77–92.
3. *Hinsbergen D.J.J., Torsvik T.H., Schmid S.M., Matenco L.C., Marco Maffione M., Vissers R.L.M., Derya Güreş D., Spakman W.* Orogenic architecture of the Mediterranean region and kinematic reconstruction of its tectonic evolution since the Triassic // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 79–229.
4. *Rustamov M.I.* Geodynamics and magmatism of the Caspian-Caucasian segment of the Mediterranean belt in the Phanerozoic. Baku: Nafta-Press, 2019. 544 p.
5. *Sengor A.M.C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 181–241.
6. *Topuz G., Celic O.F., Sengor A.M.C., Altintas I.E., Zack T., Rolland Y., Barth M.* Jurassic ophiolite formation and emplacement as backstop to a subduction-

accretion complex in Northeast Turkey, the Refahiye ophiolite and relation to Balkan ophiolites // American Journal of Science. 2013. V. 313. P. 1054–1087.

7. Piper J.D.A., Gurtoy H., Tatar O., Isseven T., Kocyigit A. Palaeomagnetic evidence for the Gondwanian origin of the Taurides and rotation of the Isparta Angle, southern Turkey // Geological Journal. 2002. V. 37. P. 317–336.

8. Kazmin V.G., Tichonova N.F. Evolution of Early Mesozoic back-arc basins in the Black Sea-Caucasus segment of a Tethian active margin / Tectonic development of the Eastern Mediterranean // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2006. V. 260. P. 179–200.

9. Wilmsen M., Fürsich F.T., Seyed-Emami K., Majidifard M.R. The Upper Jurassic Garedu Red Bed Formation of the northern Tabas Block: elucidating Late Cimmerian tectonics in east-Central Iran // International Journal of Earth Sciences. 2021. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-01988-z>.

10. Seyed-Emam Kazem; Wilmsen Markus, Fürsich, Franz T. A summary of the Jurassic System in North and East-Central Iran // Zitteliana, 2021 V. 94. P. 99–156.

11. Moix P., Beccaletto L., Heinz W., Kozur H.W., Cyril Hochard C., Rosselet F., Gürard M., Stampfli G.M. A new classification of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region // Tectonophysics. 2008. V. 451. P. 7–39.

12. Moritz R., Melkonyan R., Selby D., Popkhadz N., Gugushvili V., Tayan R., Ramazanov V. Metallogeny of the Lesser Caucasus: From Arc Construction to Postcollision Evolution // Society of Economic Geologists. Special Publication. 2016. V. 19. P. 157–192.

13. Mederer J., Moritz R., Ulianov A., Chiaradia M. Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan Zone, southern Armenia // Lithos. 2013. V. 177. P. 61–78.

14. Rolland Y. Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran // Gondwana Research. 2017. V. 49. P. 130–146.

15. Stampeli G.M., Kozur H.W. Europe from the Variscan to the Alpine cycles. European Lithosphere Dynamics // Geol. Soc. London Memoirs. 2006. V. 32. P. 57–82.

16. Maffione M., Hinsbergen D.J.J. Reconstructing plate boundaries in the Jurassic Neo-Tethys from the East and West Vardar ophiolites // Tectonics. 2018. V. 37. P. 1–30.

Гранито-гнейсовые купола Северо-Западного Таймыра и их значение для палеогеодинамики региона

Гранито-гнейсовые купола являются характерными структурами глубокометаморфизованных комплексов горных пород. Геологии, петрологии и проблеме их формирования посвящены многочисленные труды исследователей различных регионов мира. Ранее считалось, что данные структуры присущи только архейским и раннепротерозойским комплексам. Однако впоследствии они были установлены и в более молодых: позднепротерозойских, палеозойских и мезозойских.

В пределах Северо-Западного Таймыра Ю.Е. Погребницким был впервые выделен Аттовский гранито-гнейсовый купол в приустьевой части рек Гранатовой и Атта [13]. Впоследствии А.И. Забиякой были выделены Нижнеленинвенский и Колосовский гранито-гнейсовые купола, которые были отнесены к типу обрамленных (окаймленных) [6].

В западной части Северо-Таймырской тектонической зоны гранито-гнейсовые купола приурочены к наиболее глубокометаморфизованным толщам тревожнинского комплекса и ленинвенской серии.

Тревожнинский комплекс сложен биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами, гнейсами (верхняя толща) и амфиболовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, реже мраморами, кальцифирами, кварцитами (нижняя толща) [6, 7, 12, 16]. Возраст тревожнинского комплекса является предметом дискуссий. Его относят к раннему протерозою [12], рифею [15], венду [6]. Результаты U-Pb SHRIMP изотопного датирования по цирконам показали очень широкий разброс абсолютных возрастов от 281 ± 83 до 1529 ± 31 млн лет [15].

Ленинвенская серия сложена ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами континентального склона и подножия Карского континента и представляет собой его пассивную окраину [2, 14]. Часть исследователей относит флишоидные толщи ленинвенской серии либо к рифею на основании находок акритарх [12], либо к венду [15]. В пределах Хутудинского блока, установлена также и кембрийская фауна [1].

Коллизия Карского и Сибирского континентов зафиксирована известково-щелочным гранитным магматизмом и зональным метаморфиз-

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

мом от серицит-хлоритовых сланцев до гранат-биотит-ортоклазовых гнейсов и мигматитов [2, 3, 4, 6, 18].

В западной части Северо-Таймырской тектонической зоны от о. Колосовых до р. Толевая выделяются Колосовский (20×45 км), Тревожнинский (17×25 км), Медвежьевский (5×10 км) и Каменский (25×65 км) гранито-гнейсовые купола. Все купола, кроме Медвежьевского, вытянуты в СВ направлении. Медвежьевский купол длинной стороной ориентирован меридионально, что связано, вероятно, с локальной тектонической обстановкой. Отметим, что к северу от купола меняется также и простирание метаморфических толщ с СВ на СЗ. Причины возникновения подобных структурных особенностей требуют дальнейших исследований.

Гранито-гнейсовые купола имеют эллипсоидную форму в плане, что свидетельствует об их формировании при горизонтальном сжатии и субгоризонтальном сдвиге [5].

Формирование гранито-гнейсовых куполов сопряжено с процессами гранитизации, которые на Северо-Западном Таймыре проявлены очень широко. В гранат-биотит-мусковит-кианитовой зоне гранитизация выражается в пегматитизации метаморфических пород. Мигматиты наряду с пегматитами встречаются лишь в контакте с гранито-гнейсами г. Медвежьей, где в обнажениях хорошо видно, что гранито-гнейсы, слагающие гору, наследуют реликтовую слоистость и состав вмещающих толщ. Например, гранат-биотитовые кристаллические сланцы плавно переходят в гранатсодержащие гранито-гнейсы Медвежьевского купола. В контактах с амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами образуются щелочные амфиболсодержащие гранито-гнейсы с порфиروبластами розового калиевого полевого шпата размером до 5 см. Подобные породы широко развиты также в составе Аттовского гранито-гнейсового купола в районах мысов Каминского и Тилло. Возрастание щелочности гранитизированных пород в контактах с метабазитами свидетельствует об инфильтрационном характере гранитизации и объясняется кислотно-основным взаимодействием компонентов трансмагматических флюидов с вмещающими гранитизируемыми толщами [9]. Это свидетельствует о том, что тепловой поток при метаморфизме и гранитизации создавался не только за счет теплопроводности, но и в связи с миграцией магм и флюидов.

В пределах гранат-биотит-мусковит-силлиманитовой и гранат-биотит-ортоклазовой зон очень ярко проявлена мигматизация. В последней также широко развиты линзовидные автохтонные и параавтохтонные массивы гранитоидов [1, 2, 7, 11], границы которых в целом конкордантны метаморфическим. Также наблюдаются постепенные переходы мигматитов в гранито-гнейсы и граниты. Возраст гранитоидов составляет 285–306 млн лет, а их образование связывается с коллизией Карского и

Сибирского континентов. Возраст метаморфизма флишеидных отложений, вмещающих согласные тела гранитоидов, составляет 273–279 млн лет (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Ar-Ar и K-Ar методы по метаморфогенным минералам) [2].

Становление гранито-гнейсовых куполов тесно связано с зональным метаморфизмом. P - T -параметры формирования минеральных парагенезисов гранито-гнейсов ($P = 0.58$ – 0.65 ГПа; $T = 600$ – 650 °C) укладываются в общий тренд метаморфизма.

В работах [4, 8] показано, что зональный метаморфизм флишеидных образований Северо-Западного Таймыра проявился на завершающей стадии коллизии Карского и Сибирского континентов. Подтверждением данного вывода может служить также и развитие в регионе гранито-гнейсовых куполов, которые по мнению многих исследователей [10, 16, 17], являются индикаторами процесса континентальной коллизии на поздней стадии развития складчатых областей.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № АААА-А16-116033010119-4).

Литература

1. Беззубцев В.В., Залялеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ. 1986. 177 с.
2. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ. 1996. 201 с.
3. Демина Л.И., Белов В.П. Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 54. Вып. 5. 1979. С. 55–66.
4. 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.
5. Диксон Д.М. Обрамленные гнейсовые купола // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. С. 106–124.
6. Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ, 1974. 128 с.
7. Забияка А.И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле – эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. Красноярск: ККИ, 2000. 216 с.
8. Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Зональный метаморфизм на нисходящей ветви P - T - t -тренда палеозойской коллизии Таймыра:

результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2023. С. 184–187.

9. *Коржинский Д.С.* Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. М.: Наука, 1994. 223 с.

10. *Лиханов И.И.* Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 3–22.

11. *Махлаев Л.В., Коробова Н.И.* Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: ККИ. 1972. 130 с.

12. *Нагайцева Н.Н., Лопатин Б.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Новая серия. Лист S–44-46. МПР РФ, ВНИИОкеангеология. 2000.

13. *Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Наука, 1971. 248 с.

14. *Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В.* и др. Риолит-гранитная вулканоплутоническая ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. №1. Т. 55. С. 23–40.

15. *Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S–46–Тарей. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2016. 560 с.

16. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизийных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.

17. *Склярёв Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сизых А.И., Буланов В.А.* Метаморфизм и тектоника. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 216 с.

18. *Шулятин О.Г., Захаров Ю.И.* Метаморфические пояса Таймырской складчатой области // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука. 1971. С. 182–195.

Палеодолинные комплексы как фактор флюидоразгрузки в западной части Карского шельфа

Дегазация является одним из значимых, но при этом достаточно малоизученных к настоящему времени, геологических процессов, участвующих в формировании рельефа и переформировании осадочных толщ шельфа Карского моря. Сложное сочетание истории развития региона, разломной сети, многолетнемерзлых пород и взаимодействие этих факторов во многом определяет приповерхностные проявления дегазации в осадочном чехле, рельефе и водной толще.

Исследования признаков дегазации в осадочном чехле, рельефе и водной толще проводились в ходе 41, 49, 52 и 56 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», детальное изучение включало комплекс геофизических работ (многолучевая батиметрическая съемка, сейсмоакустическое профилирование). На четырех полигонах в западной части шельфа Карского моря были выявлены фрагменты палеодолинных комплексов, прорезающих поверхность морской равнины. Полигон № 1 расположен вблизи Ленинградского газоконденсатного месторождения, полигоны № 2, 3 и 4 приурочены к выявленным нефтегазоносным структурам Матусевича, Эдварда и Кропоткина соответственно [1]. Ширина долин изменяется от 1.5 км (на полигоне № 1) до 10 км (на полигоне № 3) при относительной глубине от 30 (на полигоне № 4) до 220 м (на полигоне № 2). Днища палеодолин неровные, представляют собой чередование субмеридианально вытянутых поднятий и ложбин. На бортах долин отмечаются фрагменты террасовидных полого-наклонных поверхностей, а также многочисленные рукава и сопутствующие им останцовые формы, свидетельствующие о меандрировании русел. Крутизна склонов в среднем не превышает 5–8°, однако на отдельных участках может достигать 25–30°. Кроме того, на склонах развиты оползневые процессы и отседание крупных блоков по системе трещиноватости, которую наследует эрозионная сеть.

На основе сейсмоакустических данных в верхней части разреза осадочного чехла на всех полигонах детального исследования выделяется две сейсмофации. В пределах днища и склонов палеодолин с поверхности вскрываются стратифицированные ритмичнослоистые осадки видимой мощностью до 20 м на полигонах № 3 и № 4, до 50 м – на полигоне № 1,

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

до 85 м – на полигоне № 2. На склонах палеодолин данные осадки подстилаются акустически немой сейсмофацией с яркой неровной верхней границей, отложения, предположительно, находятся в мерзлом состоянии. В пределах морской равнины данная сейсмофация вскрывается с поверхности. На бортах палеодолин в осадках также отмечаются деформации как склонового, так и сбросового характера.

В пределах полигонов детального исследования на данных сейсмоакустического профилирования были выявлены многочисленные аномалии, свидетельствующие об активной дегазации. В осадочном чехле это аномалии типа «яркое пятно», «плоское пятно», а также вертикальные зоны потери когерентности сигнала. В водной толще были обнаружены факелообразные звукорассеивающие объекты. Важно отметить, что все эти аномалии приурочены к днищам и склонам палеодолин. Кроме того, о газонасыщенности осадков в пределах полигонов свидетельствуют их структурно-текстурные особенности, выявленные в пробах донных отложений [2].

Выявленные на полигонах палеодолины, вероятно, имеют тектоническую обусловленность. Для региона характерно широкое развитие разломных структур, образование которых происходило на этапе континентального рифтогенеза в пермско-триасовое время. В западной части Карского шельфа рифтогенные структуры проявляются в виде разветвленной сети грабенов проседания, ограниченных разломами сдвиговой и сбросовой кинематики. Однако, развитие разрывных нарушений не прослеживается в разрезах выше позднего мела, что обусловлено сложным механизмом рифтогенеза, который сочетает разрывные и пластичные деформации [3]. Кроме того, наличие водонасыщенных неконсолидированных осадков в верхней части разреза обуславливает тиксотропный характер деформаций и, следовательно, преобладание мелкой трещиноватости до глубин порядка 500 м от поверхности. На основании этого можно предположить, что положение обнаруженных палеодолин имеет более сложный рисунок и не всегда точно отображает положение грабенов, а в большей степени соответствует зонам повышенной трещиноватости. О тектонической предопределенности формирования этих долин также говорит специфика их поперечного профиля: на ряде участков крутизна склонов достигает 30° и более, что превышает углы естественного откоса в субаквальных обстановках, которые свойственны для склонов в долинах исключительно эрозионного происхождения, заложенных по рыхлым неконсолидированным отложениям [3]. Сложная, с многочисленными изломами конфигурация палеодолин в плане, отмеченная на полигоне № 1, также подтверждает их связь с тектоническими нарушениями и обусловлена значительной горизонтальной составляющей смещения блоков по разломам, характерной для западной части Карского шельфа [3, 4].

В кайнозойское время происходила реактивизация нарушений за счет неотектонической активности, а также чередование трансгрессивных и регрессивных этапов с активным протеканием флювиальных процессов. В позднем плейстоцене на субэаральном этапе развития исследуемой территории происходило формирование многолетнемерзлых пород [5]. В пределах полигонов фоновая поверхность, прорезаемая палеодолинами, имеет следы криогенной переработки, что отражается в мелкобугристом характере рельефа и наличии понижений термокарстового происхождения. Наличие субаквальной мерзлоты также оказывает значительное влияние на миграцию флюидов в верхней части разреза. В силу высоких флюидоупорных свойств мерзлых пород происходит фокусировка потока флюидов по таликовым зонам. На всех исследуемых полигонах подавляющее большинство акустических аномалий в водной толще и осадочном чехле сосредоточено вдоль днищ палеодолин или на их склонах. Это может быть обусловлено тем, что во время субэарального этапа развития днища долин были заняты либо водными потоками, либо представляли собой глубоко вдающиеся в сушу морские заливы (современная абсолютная глубина в днищах долин значительно превышает величину морской регрессии в период последнего оледенения и достигает 250–300 м), что определило наличие таликовых зон под долинами.

Интенсивность флюидоразгрузки на полигонах детального исследования находит свое отражение в рельефе в виде покмарок и пингоподобных поднятий, приуроченных к днищам и бортам палеодолин. Их образование, вероятно, связано с подпиткой потока флюидов от залегающих в непосредственной близости крупных нефтегазоносных структур в районах полигонов № 3 и № 4 [6]. Обнаруженное на плоском днище палеодолины полигона № 2 валлообразное повышение также, вероятно, является проявлением дегазации в рельефе и может представлять собой последствия выдавливания осадков за счет подъема флюидов вверх по разрезу. Здесь же на сейсмоакустических профилях фрагментарно фиксируется расходящийся тип сейсмофаций (раздув мощности слоев).

Отмечается также активизация дегазации за счет воздействия экзогенных геоморфологических процессов, например, водной эрозии и склоновых смещений материала. Значительные объемы эрозионного среза могут приводить к снижениям пластовых давлений, а также вскрытию газонасыщенных залежей и разломов и последующему подъему флюидов. Это подтверждается наличием многочисленных звуко рассеивающих объектов в водной толще на сейсмоакустических профилях в пределах склонов палеодолин на исследуемых полигонах.

Таким образом, значительное влияние на интенсивность дегазации в пределах западной части Карского шельфа оказывают тектоническое строение и распространение многолетнемерзлых пород. Палеодолинные

комплексы, заложение которых во многом обусловлено зонами повышенной трещиноватости пород и разломными зонами, являются путями флюидоразгрузки на исследуемой территории. Многолетнемерзлые породы приводят к фокусировке потока флюидов за счет высоких флюидоупорных свойств.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 22-77-10091 «Закономерности проявления дегазации на Баренцево-Карском шельфе и ее влияние на рельеф и донные отложения».

Литература

1. Смирнов О.А., Лукашов А.В., Недосекин А.С., Курчиков А.Р., Бородин В.Н. Отображение флюидодинамической модели формирования залежей углеводородов по данным сейсморазведки 2D, 3D на примере акватории Баренцева и Карского морей // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2019. № 1. С. 17–28.

2. Сухих Е.А., Чикирёв И.В., Ананьев Р.А., Мороз Е.А., Мутовкин А.Д., Сорохтин Н.О., Соколов С.Ю. Структурно-текстурные особенности верхнего слоя донных осадков юго-западной части Карского моря // Мониторинг. Наука и Технологии. 2024. № 1. С. 35–46.

3. Верба М.Л. Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2. С. 1–37.

4. Сорохтин Н.О., Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитриевский Н.Н., Мороз Е.А., Сухих Е.А., Козлов Н.Е., Чикирев И.В., Фриденберг А.И., Колюбакин А.А. Геодинамика Арктического шельфа России и рельефообразующие процессы в Центральном-Карском бассейне // Океанология. 2022. № 4. С. 625–635.

5. Перлова Е.В., Микляева Е.С., Леонова С.А., Ткачёв Е.В., Ухова Ю.А. Газовые гидраты полуострова Ямал и прилегающего шельфа Карского моря как осложняющий фактор освоения региона // Вести газовой науки. 2017. № 3. С. 255–262.

6. Конторович В.А., Аюнова Д.В., Губин И.А., Калинин А.Ю., Калинина Л.М., Конторович А.Э., Малышев Н.А., Скворцов М.Б., Соловьев М.В., Сурикова Е.С. История тектонического развития Арктических территорий и акваторий Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 2017. № 3-4. С. 423–444.

Дистанционное зондирование для изучения геоморфологических и тектонических процессов: современные возможности и направления развития

Понимание геологической истории Земли в значительной степени зависит от анализа как геоморфологических, так и тектонических процессов, которые раскрывают происхождение и трансформацию геологических объектов как за короткие, так и за длительные периоды времени. Изучение тектонической геоморфологии, особенно в таких регионах, как окраины плато и горные пояса, обычно акцентирует внимание на долговременных деформациях, но также включает в себя более короткие, эпизодические изменения, например, вызванные землетрясениями [1]. Эта связь между краткосрочным и долгосрочным геоморфологическим развитием является фундаментальной для понимания того, как развиваются тектонические ландшафты.

По мере развития технологий дистанционного зондирования оно стало занимать центральное место в изучении геоморфологических и тектонических процессов. Наборы данных высокого разрешения, полученные на основе спутниковых оптических снимков, InSAR, аэрофотоснимков и изображений с беспилотных летательных аппаратов, а также лидара, в сочетании со сложной обработкой данных, значительно расширили наши возможности по анализу деформаций поверхности, разрушений при землетрясениях и их геоморфологических последствий [1, 3, 6, 10]. Этот специальный выпуск, подготовленный редакторами, имеющими большой опыт в изучении тектоники, обобщает последние исследования этих процессов, в частности, с использованием данных дистанционного зондирования.

Землетрясения не только непосредственно приводят к значительным человеческим жертвам и потере имущества, но и вызывают различные вторичные стихийные бедствия и социальные потрясения. Например, 6 февраля 2023 года на юге Турции, недалеко от турецко-сирийской границы, произошли два мощных землетрясения магнитудой 7.8 и 7.5. Оба землетрясения, являющиеся частью Восточно-Анатолийской системы разломов и характеризующиеся левосторонним сдвигом, подчеркивают необычное возникновение двух серьезных событий (магнитудой более 7.0) в одной и той же системе разломов, и регионе в один и тот же день [4]. Густонаселенность местного населения и суровые зимние условия

¹ КазНУ им. Аль-Фараби, Казахстан, Алматы

усугубили катастрофу, усложнив спасательные работы и увеличив число жертв.

Китай также очень подвержен сейсмической активности, поскольку здесь имеется множество действующих сооружений, способных вызывать разрушительные землетрясения. Землетрясение в Мадуо (магнитуда 7.4), произошедшее 22 мая 2021 года на севере Цинхай-Тибетского нагорья, вызвало сложный косейсмический поверхностный разлом протяженностью около 160 км вдоль разлома Янг-Цзянцюо [2].

Первый китайский оптический стереокартировальный спутник GaoFen-7 (GF-7), запущенный в ноябре 2019 года, демонстрирует значительный потенциал для получения топографических и геоморфологических данных высокого разрешения, необходимых для количественного анализа активной тектоники. После землетрясения в Меньюане магнитудой 6.7, произошедшего 8 января 2022 года, GF-7 в тот же день сделала снимки, которые выявили ключевые особенности поверхностного разлома, такие как структурный стиль, распределение и масштаб дислокаций [4]. Эти снимки стали важными справочными материалами для реагирования на чрезвычайные ситуации и полевых исследований, связанных с применением цифровой модели рельефа (DEM) GF-7, однако исследования ее эффективности в количественном изучении активной тектоники по-прежнему ограничены. В этом специальном выпуске Чжу и др. [11] оценивались DEMS GF-7 с использованием наземных контрольных точек (GCPs) по данным ICESat-2/ATLAS, что значительно повысило точность измерений. Исследование показало, что DEMS GF-7 эффективно фиксирует уступы разломов и горизонтальные смещения, что подтверждает потенциал GF-7 в сейсмологических исследованиях.

Анализ разломов в рифтовых впадинах. Тамас и др. [6] использовали фотограмметрию с БПЛА (беспилотный летательный аппарат), дополненную U-Pb геохронологией и полевыми наблюдениями, для анализа многофазной деформации разломов во внутреннем бассейне Морей–Ферт в Шотландии. Это сочетание топографических данных высокого разрешения и геохронологических методов позволило получить представление об исторических деформациях и роли унаследованных структур в эволюции бассейна: Геологические линеаменты – видимые поверхностные признаки структурных нарушений – имеют важное значение в тектонической и структурной геологии [9]. Эчевееррия и др. [2, 7, 8] применили полуавтоматический метод для извлечения линеаментов из спутниковых данных для бассейна реки Хирон–Санта-Исабель. Используя индекс топографического положения, они создали обширную базу данных о линеаментях, которая имеет практическое значение для геологического и гражданского строительства и предлагает экономичный и действенный подход к структурному анализу в труднодоступных регионах.

Это растущее число исследований подтверждает преобразующее влияние дистанционного зондирования и данных высокого разрешения на тектоническую геоморфологию, используя методы и приложения, которые распространяются на различные геологические условия и структуры по всему миру.

Сычуань-Юньнаньский блок и зона разлома Ред-Ривер. Известный своей сложной тектонической активностью ромбовидный блок Сычуань-Юньнань находится под воздействием северо-восточных сил Индийского блока и юго-восточного смещения плато, а также сопротивления Южно-Китайского блока. Зона разлома Ред-Ривер вдоль ее юго-западной границы играет ключевую роль в содействии тектоническому вытеснению и вращению континентальных масс [5]. Го и др. [6, 9, 12] использовали геоморфологические индексы потоков на основе ГИС, чтобы выявить высокую активность разломов, особенно в северном сегменте, которая была наиболее интенсивной с позднего плейстоцена. Эта активность подчеркивает роль региона в смягчении тектонических нагрузок, вызванных движением Тибетского нагорья.

Тянь-Шань. Известный как активный внутриконтинентальный орогенный пояс, Тянь-Шань представляет собой уникальное место для изучения тектонических процессов в континентальных недрах. Жанг и др. [2, 3, 7] исследовали структуру Хуяньшань с помощью дистанционного зондирования и полевых данных, анализируя деформацию речных террас. Их данные об укорочении земной коры свидетельствуют о том, что структура сформировалась примерно 1.8–3.7 млн лет назад, что соответствует широко распространенным деформационным процессам вокруг Тибетского нагорья [2]. Этот междисциплинарный подход подчеркивает, как сочетание геологических и геоморфологических методов улучшает понимание деформации в сложных тектонических условиях, таких как складчато-надвиговые пояса.

Глобальное применение этих методов, продемонстрированное в исследованиях таких регионов, как Внутренний бассейн Мори-Ферт в Великобритании, бассейн Хирон-Санта-Исабель в Эквадоре и остров Садо в Японии, подчеркивает универсальность использования дистанционного зондирования в тектонических исследованиях. В региональном разрезе Специальный выпуск [2] включает подробные исследования геоморфологической эволюции Южного блока Алашань на северо-востоке Тибетского нагорья, активных разломов вдоль зоны разлома Ред-Ривер на юго-востоке Тибетского нагорья и деформации земной коры в Тянь-Шаньском хребте [3]. Эти примеры иллюстрируют, как спутниковые данные высокого разрешения в сочетании с передовыми методами, такими как геоморфологические индексы на основе ГИС и структурное картирование, обогащают наше понимание тектонической динамики в различных геологических условиях.

1. Ren Z., Zielke O., Yu J. Active tectonics in 4D high-resolution // J. Struct. Geol. 2018. V. 117. P. 264–271.
2. Zhang P., Molnar P., Downs W.R. Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates // Nature. 2001. V. 410. P. 891–897.
3. He Z., Ma B., Hao Y., Zhao J., Wang J. Surface rupture geomorphology and vertical slip rates constrained by terraces along the wulashan piedmont fault in the Hetao Basin, China // Geomorphology. 2020. V. 358. 107116.
4. Li Z.-M., Li W.-Q., Li T., Xu Y.-R., Su P., Guo P., Sun H.-Y., Ha G.-H., Chen G.-H., Yuan Z.-D. et al. Seismogenic fault and coseismic surface deformation of the maduo Ms7.4 earthquake in Qinghai, China: A quick report // Seismol. Geol. 2021. V. 43. P. 722–737.
5. Kramer S.L. Geotechnical Earthquake Engineering. NJ: Prentice Hall, Hoboken, 1996. 653 p.
6. Tamas A., Holdsworth R.E., Tamas D.M., Dempsey E.D., Hardman K., Bird A., Underhill J.R., McCarthy D., McCaffrey K.J.W., Selby D. Using UAV-based photogrammetry coupled with in situ fieldwork and U-Pb geochronology to decipher multi-phase deformation processes: A case study from sarcelet, inner moray firth Basin, UK // Remote Sens. 2023. V. 15. 695.
7. Villalta E.M.D.P., Viña O.A.G., Larreta E., Romero C.P., Mulas M. Lineament extraction from digital terrain derivate model: A case study in the Girón–Santa isabel basin, South Ecuador // Remote Sens. 2022. V. 14. 5400.
8. Sakashita A., Endo N. Mobility and location of drainage divides affected by tilting uplift in Sado Island, Japan // Remote Sens. 2023. V. 15. 729.
9. Ji T., Zheng W., Yang J., Zhang D., Liang S., Li Y., Liu T., Zhou H., Feng C. Tectonic significances of the geomorphic evolution in the southern alashan block to the outward expansion of the Northeastern Tibetan plateau // Remote Sens. 2022. V. 14, 6269.
10. Royden L.H., Burchfiel B.C., King R.W., Wang E., Chen Z., Shen F., Liu Y. Surface deformation and lower crustal flow in Eastern Tibet // Science. 1997. V. 276. P. 788–790.
11. Zhu X., Ren Z., Nie S., Bao G., Ha G., Bai M., Liang P. DEM Generation from GF-7 satellite stereo imagery assisted by space-borne LiDAR and its application to active tectonics // Remote Sens. 2023. V. 15. 1480.
12. Guo L., He Z., Li L. Responses of stream geomorphic indices to piedmont fault activity in the Northern segment of the red river fault zone // Remote Sens. 2023. V. 15. 988.

Двухтроговые трансформные разломы – особый тип межплитных границ, формирующихся, как результат наложения типичной сдвиговой кинематики на измененные вследствие плюмовой тектоники свойства среды

Анализ батиметрических данных в совокупности с данными геофизических полей и сейсмичности, позволяет выделять двухтроговые трансформные разломы (ДТР) как особый вид тектонических элементов. Рассмотрены ДТР, находящиеся в Атлантическом океане: Чарли-Гиббс в северном полушарии и Вознесения, Боде Верде, Рио Гранде, разлом 32-го градуса и разлом 35-го градуса в южном полушарии. Эти структуры можно объединить в три блока: северный, центральный и южный.

Наиболее детально изучен трансформный разлом Чарли Гиббс (ЧГ), выделяемый нами в северный блок. В районе разлома Геологическим институтом РАН проведено несколько комплексных геолого-геофизических экспедиций (50-й рейс НИС «Академик Николай Страхов», 53-й рейс НИС «Академик Сергей Вавилов»).

Разломная зона ЧГ существовала на континентальной коре еще в палеозое, была реактивирована с началом рифтинга и при раскрытии Северной Атлантики стала крупнейшей структурной границей [1]. С 108 до 90 млн лет ЧГ развивался как активная трансформная континентальная окраина [2]. После того, как районе 90–95 млн лет ось спрединга преодолела ЧГ и протянулась в трог Роколл [3] ЧГ начал функционировать как крупный одностроговый трансформный разлом. В районе 60 млн лет назад активизировался Исландский плюм, инициировавший перестройку кинематики всего региона. Начался раскол между Гренландией и южной окраиной плато Роколл, сопровождавшийся мощными излияниями толеитовых базальтов [4]. Интенсивные излияния в районе ЧГ сформировали мощное поднятие, которое позже было расколото на два блока и в настоящее время известно, как восточное и западное Туле. Начиная с 55 млн лет (после раскола плато Туле) и по настоящее время ЧГ существует как двухтроговый трансформный разлом.

В центральный блок входят разломы Вознесения и Боде Верде. Трансформный разлом Вознесения (ТРВ) – крупнейший ДТР в Южном полушарии, относится к дорифтовым разломным структурам. Его отроги про-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

слеживаются на востоке и западе вглубь Африки и Ю. Америки. После раскрытия Южной Атлантики ТРВ развивался как крупный одностроговый трансформный разлом. В интервале 100–80 млн лет активизировалась одна из ветвей Африканского суперплюма, которая, смещаясь на юг, в сочетании со спредингом, сформировала на океаническом дне восточнее Срединно-Атлантического хребта (САХ) широкую полосу («вулканическое поле») с многочисленными вулканическими постройками и цепочками подводных вулканов [5]. Полоса имеет ширину порядка 400–450 км и северо-восточное простирание. Западнее САХ на тех же широтах сформировано несколько вытянутых в северо-западном направлении небольших вулканических полей, но они слабее выражены и в рельефе и гравиметрическом поле, что позволяет предположить, расположение их на краю основной области воздействия горячей точки, которая находилась восточнее оси САХ. После смещения горячей точки на юг, начиная

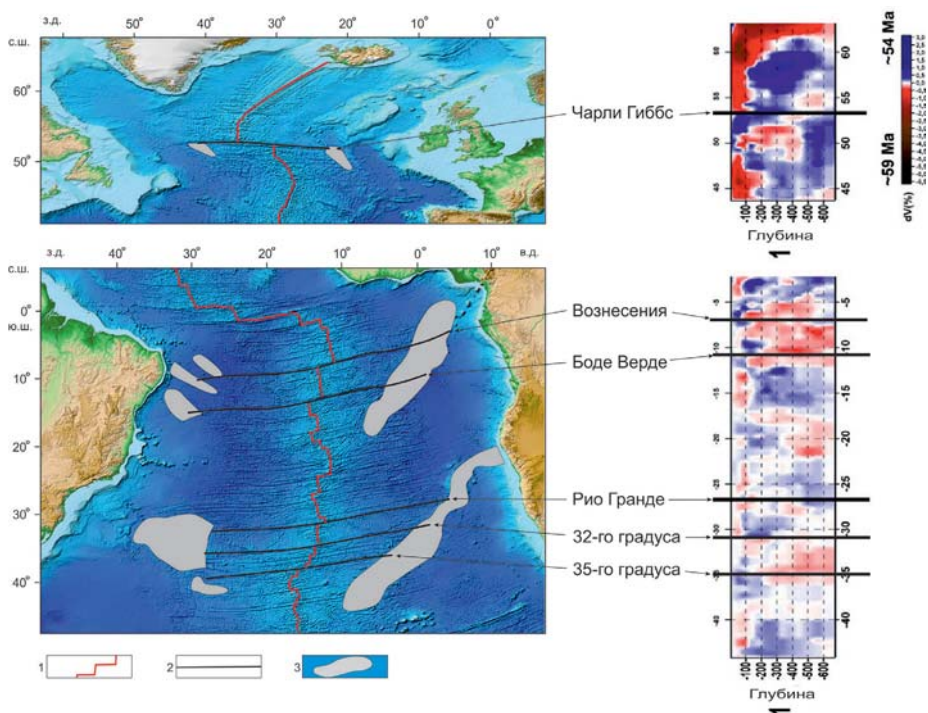


Рис. 1. Батиметрическая карта Атлантического океана и разрез сейсмотомографической модели SL2013sv (Schaeffer, Lebedev, 2013) вдоль оси САХ. 1 – САХ, 2 – двухтроговые трансформные разломы, 3 – вулканические плато и «вулканические поля» – районы океанического дна с многочисленными вулканическими постройками

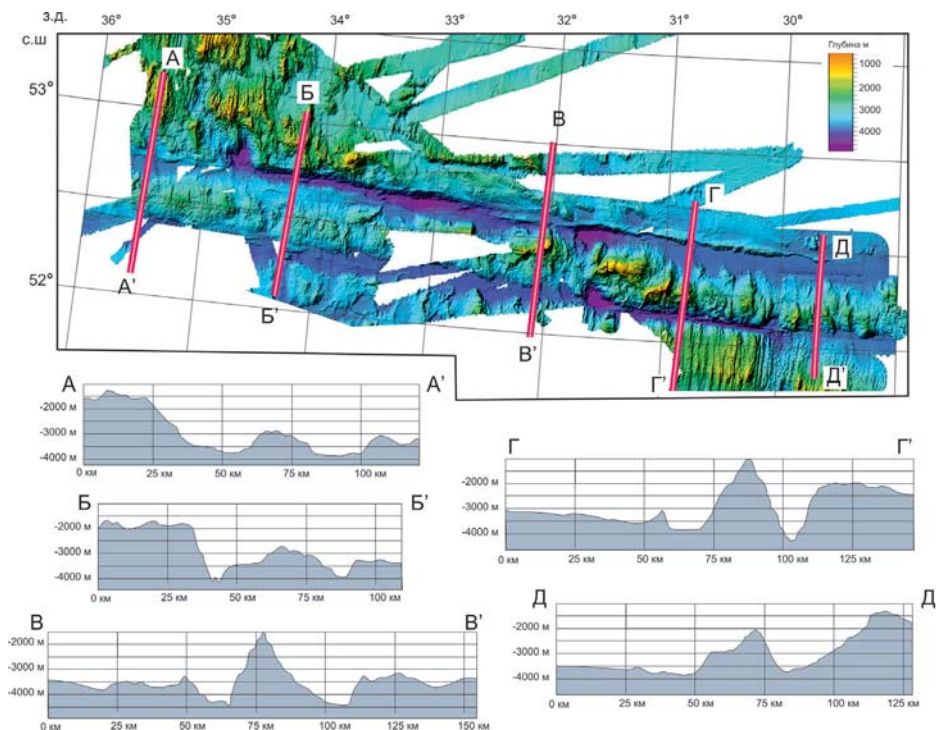


Рис. 2. Батиметрическая карта активной части трансформного разлома Чарли Гиббс, гипсометрические профили вкрест простирания трансформы

с 90 млн лет в ТРВ сформировался второй трог и по сегодняшний день система функционирует как двухтроговая трансформная граница. упирающаяся горы Паул де Чайлу на востоке и хребет Флеминг на западе.

ТР Боде Верде можно охарактеризовать, как синрифтовый. Однотроговый ТР уверенно трассируется от континентальных окраин Ю. Америки и Африки по гравиметрическим данным. Второй трог появился после 80 млн лет, вслед за формированием широкой полосы вулканических построек, возникших вследствие работы горячей точки, которая была описана выше.

В южный блок входят разлом Разлом Рио Гранде, разлом 32-го градуса и разлом 35-го градуса. Это разломы имеют те же морфологические особенности: второй трог появляется вследствие изменений, вызванных воздействием горячей точки [6]. Однако мантийный поток в данном случае был более мощным и концентрированным, что в итоге сформировало не поле разобшённых подводных гор, а массивные вулканические поднятия: Китовый хребет и возвышенность Рио Гранде [7]. Однако, не смотря на

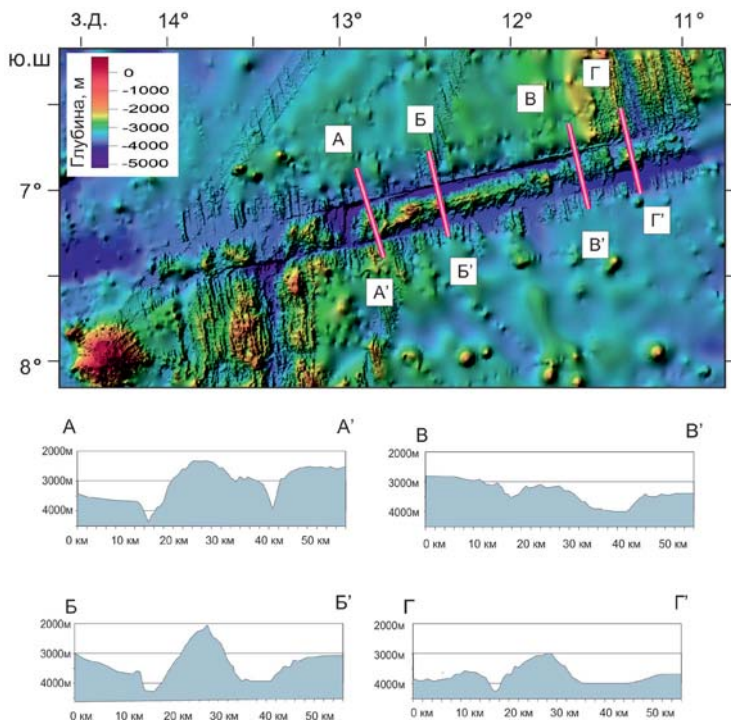


Рис. 3. Батиметрическая карта активной части трансформного разлома Вознесения, гипсометрические профили вкрест простирания трансформы

различия, воздействие этих потоков на новообразованную кору привело к формированию близких по морфологии объектов – двухтроговых трансформных разломов.

Анализ томографического профиля, построенного вдоль оси САХ [8] показывает, что областям распространения ДТР соответствуют обширные области пониженных скоростей сейсмических волн на глубинах, превышающих 200 км. В приповерхностных слоях это, как правило хорошо прогретые участки, что подтверждает предположение о том, что второй трог реализуется при условии уменьшения вязкости мантийных пород.

По батиметрическим данным видно, что двойные трог формируются на трансформных разломах с максимальным для данного района офсетом и характеризуются сходной морфологией [9]. В пассивных частях по гравиметрическим данным дешифрируются оба трог, однако в рельефе отчетливо выражен, как правило, один. От флангов до активной части ТР расстояние между трогами для ТР в Южном полушарии практически не меняется. Для ТР ЧГ зафиксировано сужение межтрогового расстоя-

ния. В активной части трансформного разлома трюги узкие и глубокие, между ними сформировано мощное внутреннее блоково-глыбовое поднятие. Поднятие разделено внутренним спрединговым центром на два неравнозначных по протяжённости сегмента. Внешние борта трюгов зачастую выглядят как уступы: с пологим внешним склоном, обращённым в сторону абиссальной равнины и крутым внутренним склоном, обращённым в сторону трюга. Внутреннее поднятие разбито на отдельные блоки, разделенные глубокими распадками и трещинами. Склоны блоков крутые, сами блоки сильно деформированы, абсолютная высота блоков вблизи внутреннего спредингового центра может быть существенно выше окружающего пространства. Днища долин на флангах заполнены осадками, поперечный профиль корытообразный, в активной части трансформного разлома дно трюгов также заполнено мощной толщей осадков, исключение составляют только участки, находящиеся в непосредственной близости от внутреннего спредингового центра: там осадков практически нет и поперечный профиль становится V-образным.

Выводы

1. В областях, подвергающихся воздействию плюмов, меняются реологические свойства пород (уменьшается вязкость), что приводит к изменению морфологии типичных одностроговых трансформных разломов с формированием второго трюга.

2. После прекращения активного воздействия плюма в условиях пониженной или увеличивающейся вязкости трансформный разлом продолжает функционировать как двухтрюговый.

3. Второй трюг формируется в трансформных разломах с максимальным для района офсетом. Трансформные разломы с небольшим смещением продолжают функционировать, как одностроговые.

4. В двухтрюговых разломах межтрюговое поднятие представляет собой массивное горное сооружение и характеризуется сильно деформированным блоково-глыбовым тектоническим рельефом.

Данная работа выполнена при поддержке темы госзадания FMMG-2023-0005.

Литература

1. Roberts D.G., Montadert L., Searle R.C. The Western Rockall Plateau: Stratigraphy and Structural Evolution // Init. Repts. 1979. DSDP 48, 1061–1088.

2. Чернышова Е.А., Харин Г.С. Магматические породы в разломной зоне Чарли Гиббса, Северная Атлантика // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 509–520.

3. *Kristoffersen Y.* Sea-Floor Spreading and the Early Opening of the North Atlantic // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V.38. P.273–290.
4. *Fitton J.G., Saunders A.D., Larsen L.M., Hardarson B.S., Norry M.J.* Volcanic Rocks from the Southeast Greenland Margin at 63°N: Composition, Petrogenesis, and Mantle Sources // *Proc. ODP.* 1998. Sci. Res. V. 152. P. 331–350.
5. *Eluyemi A.I., Baruah S., Sharma S., Baruah S.* Recent Seismotectonic Stress Regime of most Seismically active zones of gulf of Guinea and its Kinematic implications on the adjoining sub-Sahara west African region // *Annals of geophysics.* April 2019.
6. *Mohriak W.U., Nóbrega M., Odegard M.E., Gomes B.S., Dickson W.G.* Geological and geophysical interpretation of the Rio Grande Rise, south-eastern Brazilian margin: Extensional tectonics and rifting of continental and oceanic crusts // *Petroleum Geoscience.* 2010. V. 16. N 3. P. 231–245.
7. *Пейве А.А., Турко Н.Н., Цуканов Н.В., Базилевская Е.С., Ескин А.Е., Сколотнев С.Г.* Структурные особенности поднятия Риу Гранди, Южная Атлантика // *Докл. РАН.* 2004. Т. 397. № 6. С. 760–764.
8. *Соколов С.Ю., Зарайская Ю.А.* Пространственное-временное сопоставление сейсмичности и изостатических аномалий вдоль Срединно-Атлантического хребта // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2019. № 4 (44). С. 51–62. DOI: 10.31431/1816-5524-2019-4-44-51-62
9. *GEBCO 30" Bathymetry Grid.* Version 20141103. 2014 (<http://www.gebco.net>).

**К.С. Додонов^{1,2}, В.Ф. Проскурнин², А.К. Худолей^{1,2},
М.Ю. Курапов^{1,2}, А.А. Пензиева^{1,2}**

Геологическое строение и кинематика перемещений вулканогенно-осадочной толщи острова Старокадомского (Архипелаг Северная Земля)

Таймыр-Североземельский ороген является долгоживущим складчато-надвиговым сооружением, формирование которого охватывает временной промежуток от докембрия до мезозоя [1, 6]. Если основную часть тектонических покровов юго-восточной вергентности, традиционно отождествляют с коллизией Карского блока и Сибирского кратона в позднем палеозое

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

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

[1, 3], то перемещения в северо-западном направлении связывают как с неопротерозойскими [3], так и с мезозойскими деформациями [7]. В то же время, на разных этапах складчатости были установлены как право-, так и левосдвиговые компоненты перемещений, с которыми связаны структуры, строение которых еще недостаточно охарактеризовано. Также стоит отметить труднодоступность региона и архипелага Северная Земля, в частности, из-за чего многие участки данной территории остаются малоизученными. Одним из таких является остров Старокадомского, который расположен к юго-востоку от острова Большевик.

С точки зрения геологической позиции, остров Старокадомского находится вблизи Главного Таймырского разлома (ГТР), который разделяет две тектонические зоны: Северо-Таймырскую (Карский блок) и Центрально-Таймырскую [1, 6]. Для первой характерны отложения нижнего палеозоя флишоидного типа, тогда как вторую слагают породы островодужной серии пёстрого состава неопротерозойского возраста. Геологическое изучение острова ранее проводилось только в рамках Государственной Геологической съемки 1-го поколения масштаба 1:200 000 [2], в ходе которой, по немногочисленным маршрутам, были задокументированы терригенные флишоидные отложения Северо-Таймырской тектонической зоны. В ходе полевых работ были проведены детальные исследования и составлен разрез, который проходит вкрест простирания структуры в юго-западной части острова. При изучении кинематических индикаторов учитывались данные дешифрирования 3D модели разреза, полученной по методу фотограмметрии [5].

В пределах юго-западной части острова Старокадомского развиты породы, которые имеют вулканогенно-осадочное происхождение и представлены хаотичным чередованием лав базальтов и их туфов. Базальты имеют подушечную отдельность и миндалекаменную текстуру. Вулканокластика представлена зелеными базальтовыми лапиллиевыми и псамитовыми туфами и черными, темно-серыми туффитами андезибазальтового состава алевроито-глинистой размерности с тонкой горизонтальной слоистостью и прослоями яшмоидов. Стратиграфическая последовательность начинается от алевроаргиллитовых туффитов с постепенным увеличением вулканогенного материала вверх по разрезу. Вышеперечисленные породы прорваны дайками габбродолеритов, пронизаны тремолит-актинолитовыми прожилками, а также кварцевыми и карбонатными жилами нескольких генераций. В целом, вулканогенно-осадочная толща представляет продукт деятельности вулканической постройки с преимущественно базальтовым магматизмом. Вероятно, она выходила выше уровня моря, а ее склон был достаточно крутым. Это заключение основывается на наличии текстур как аквального, так и аэрального происхождения в базальтах, а также брекчий в подошве лавовых потоков.

В структурном плане вулканогенно-осадочная толща деформирована в несколько этапов. Первый этап характеризуется пластическими деформациями, которые распространены на периферии субвертикально падающих структур, сложенных наиболее мощными пачками туффигов. Деформации данного этапа представлены опрокинутыми на северо-запад, местами близкими к лежачим, складками, шарниры которых ундулируют при простирации около 30–40°. На северо-западное направление перемещений указывает также ориентировка осей удлинения локально развитых колчановидных складок. Второй этап представлен уже хрупко-пластическими деформациями с взбросо-правосдвиговой кинематикой при восток-юго-восточной вергентности структур. Связанные с данным этапом запрокинутые складки диагностируются по характеру контактов лав и вулканокластики. Простираение шарниров складок варьирует от 5° до 25°. Индикаторы перемещений представлены будинированными кварцевыми жилами и прожилками, образующими δ - и σ -подобные структуры, зеркалами скольжения, системами сопряженных трещин, а также документируются хрупкими смещениями тремолит-актинолитовых прожилков. Третий этап характеризуется хрупкими деформациями, выраженными в смещениях кварцевых жил и отдельных пачек пород левыми сдвигами. Большая часть данных структур наблюдается вдоль простираения ГТР.

Выделенную последовательность этапов деформаций можно связать с известными фазами складчатости [1, 6, 8]. Структуры первого этапа предшествовали основной (позднепалеозойской) складчатости и, судя по северо-западному направлению перемещений по надвигам, скорее всего, были связаны с неопротерозойскими тектоническими событиями [3, 9]. Приуроченность деформационных структур к наиболее пластичным породам позволяет предположить, что именно по ним происходил срыв тектонических покровов, где материал алеврито-глинистой размерности выступал в роли смазки. При этом в самих пластинах особых деформаций не происходило. Второй этап имеет взбросо-правосдвиговую кинематику перемещений и аналогичен по своим характеристикам деформациям во флишоидах на полуострове Челюскин, которые типичны для позднепалеозойской фазы складчатости [1, 8]. Третий этап левосдвиговых смещений, учитывая кинематику вдоль ГТР, фиксирует возобновление перемещений по части разломов. Возраст этих перемещений можно сопоставить с мезозойскими деформациями, которые имеют аналогичные кинематические характеристики [4, 7].

Литература

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во Сибирского отделения РАН, 1996. 205 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Североземельская. Листы Т-47-VI, XI, XII; Т-48-I, VII, VIII, IX, X; Т-47-XVI, XVII, XVIII, XXII, XXIII; Т-48-XIII, XIV, XV, XVI, XVII, XVIII (о. Большевик). Объяснительная записка. М., 1999. 158 с.

3. Додонов К.С., Худoley А.К., Багаева А.А., Кисельников Ю.В. Этапы деформаций южного фланга зоны Главного Таймырского разлома в районе полуострова Челюскин (Северный Таймыр) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2023. С. 148–151.

4. Додонов К.С., Худoley А.К., Багаева А.А., Курапов М.Ю., Берзон Е.И., Громова П.А. Структура и этапы деформаций зоны Главного Таймырского разлома (северо-восточный Таймыр) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 138–143.

5. Краснопевцев Б.В. Фотограмметрия. М.: УПП «Репрография» МИИГАиК, 2008. 160 с.

6. Проскурнин В.Ф., Симонов О.Н., Соболев Н.Н., Туганова Е.В., Уклеин В.Н. Тектоническое районирование Севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Природные ресурсы Таймыра. Сб. научн. тр. Вып. 1. Дудинка: 2003. С. 178–209.

7. 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.

8. Kurapov M.Y., Ershova V.B., Khudoley A., Luchitskaya M.V., Makariev A.A., Makarieva E.M., Vishnevskaya I.A. Late Palaeozoic magmatism of Northern Taimyr: new insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic // International Geology Review. 2020. V. 16. P. 1990–2012.

9. Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U-Pb-Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // International Geology Review. 2017. V. 59. P. 1632–1656.

**Эволюция ДВС земной коры в районе острова Тайвань
в связи с сейсмичностью 2014–2024 гг.
(по данным ГНСС-наблюдений)**

Тайвань расположен в условиях взаимодействия Евразийской и Филиппинской глобальных тектонических плит, скорость сближения которых в этом районе характеризуется величиной $\sim 7\text{--}9$ см в год [1, 2]. Наиболее высокая сейсмическая активность региона характерна для области субдукции Филиппинской плиты, сформированной глубоководным желобом Рюкю и следующими за ним подводными формами тектоники и рельефа. На суше наиболее высокая сейсмическая активность имеет место для зоны разломов Продольной Долины, пролегающей параллельно восточному берегу острова. В месте сочленения желоба Рюкю и северного окончания Продольной Долины, вблизи города Хуалянь, в апреле 2024 г. произошло одно из наиболее разрушительных землетрясений ($M_w = 7.4$) за последние десятилетия.

Отсутствие взаимных движений бортов сейсмогенерирующего тектонического разлома свидетельствует о накоплении упругих напряжений, сброс которых приводит к землетрясению. Из-за недостаточной густоты ГНСС-сетей невозможно детально контролировать активные разломы, однако, в месте будущего эпицентра, заблаговременно можно выявить дефицит внутренних смещений (ДВС) земной коры – недостаточность модуля вектора смещений земной поверхности. Векторы внутренних смещений определяются по отношению к центру их статистического распределения, таким образом выявляются взаимные движения, способствующие возникновению сейсмогенерирующих напряжений и разрушений. Такие области неоднократно выявлялись в связи с сильными землетрясениями в разных регионах мира [3–7], это послужило поводом к изучению эволюции ДВС земной коры на территории острова Тайвань, как продолжению общего цикла исследований взаимосвязи ДВС с сильными землетрясениями.

Для анализа была сформирована сеть из 96 ГНСС-станций и использованы временные ряды их координат, полученные из обработки методом «precise point positioning», с использованием точных данных об эфемеридах спутников, поправках часов и др., что обеспечивает субсантиметровую точность определения координат из суточных наблюдений. Для

¹ Российский университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы, Москва, Россия

² Геофизический центр РАН, Москва, Россия

выявления мест минимальных движений вычислялись горизонтальные смещения станций для каждой даты наблюдений по отношению к начальной эпохе T_0 : $U_{n_i} = n_i - n_0$, $U_{e_i} = e_i - e_0$, где n и e – плановые координаты в проекции UTM, i – текущая эпоха измерений. Смещения получены в глобальной системе ITRF14 и демонстрируют движения глобальных тектонических плит. Сейсмический разрыв и накопление упругой энергии в очаге землетрясения обусловлены локальными процессами, поэтому целесообразно представлять смещения во внутренней системе координат, их можно получить, вычитая из каждого смещения U_j , определенного в глобальной системе, среднего значения \bar{U} . В результате можно получить модуль вектора внутренних смещений, анализ распределения которого позволяет обнаружить в пределах исследуемой территории более или менее подвижные участки земной коры, что ассоциируется нами с местами пониженной и повышенной прочности:

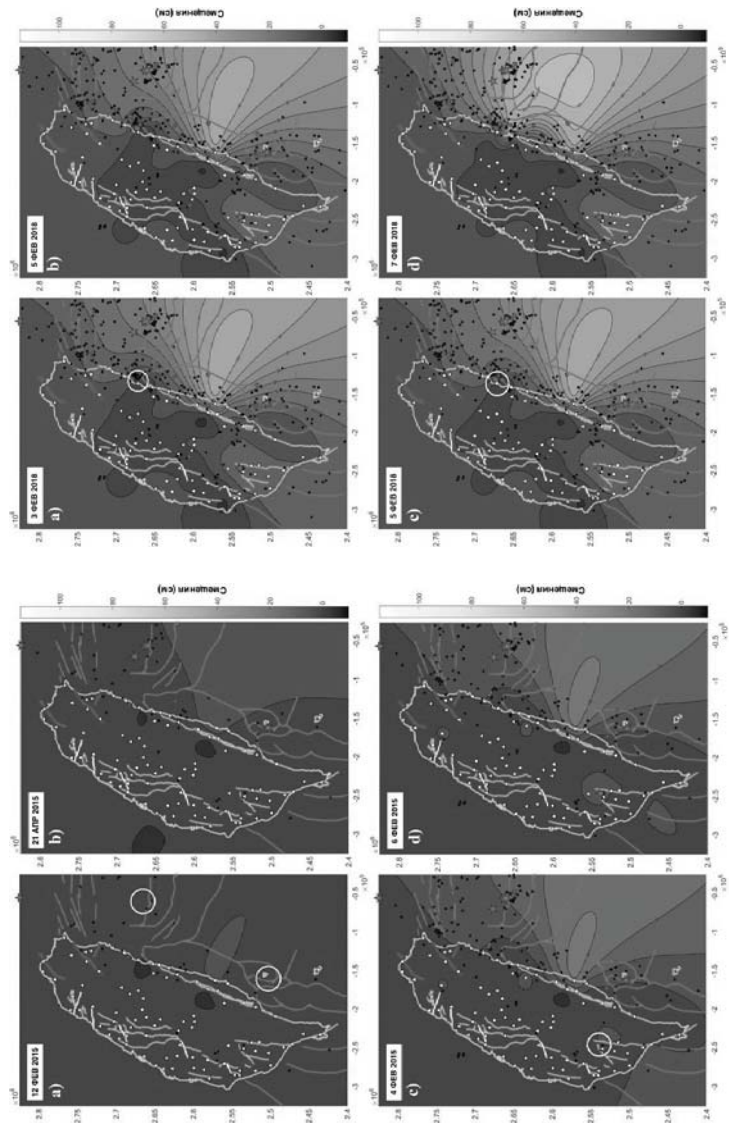
$$\delta s = \sqrt{u_{n_j}^2 + u_{e_j}^2},$$

где $u_{n_j} = U_{n_j} - \bar{U}n$, $u_{e_j} = U_{e_j} - \bar{U}e$, j – порядковый номер пункта ГНСС наблюдений. Характеристики вычислялись по накопленным смещениям каждой станции на каждый момент их регистрации, по этим значениям строились цифровые, а впоследствии графические модели их пространственного распределения. Изучая эволюцию пространственно-временных изменений движений и деформаций земной коры с помощью кинематических анимационных моделей, мы обнаруживаем значительное сходство поведения метеорологических и гидрологических процессов с процессами в земной коре, наблюдаемыми в ускоренном визуальном представлении. На земной поверхности, как отражение глубинных перемещений, протекают волновые и вихревые процессы, столкновения и разнонаправленные движения деформационных фронтов, подобные изменениям в атмосфере и гидросфере. Поэтому на начальных этапах исследования мы прибегаем именно к синоптическому анализу, расширяя его на изучение поведения твердой, но весьма подвижной, геосферы [7, 8]. Таким образом, по описанной выше методике, с использованием информации о пространственном положении тектонических разломов и эпицентров землетрясений $M > 2.5$, мы получали кадры полей дефицита смещений, объединяемые в синоптическую анимацию [6], позволяющую осуществить анализ поведения ДВС и сейсмической активности в связи с расположением тектонических элементов региона. Наблюдая визуально за ходом накопления модулей векторов смещений, можно видеть участки повышенной и пониженной прочности земной коры.

Ключевые кадры представлены на рис. 1, 2. На рис. 1А можем видеть, что темная область целиком покрывает территорию острова. Но в районе

будущих сильных землетрясения 22.03.2022, появляется ослабленная зона, которая непрерывно разрушается по мере умеренной и слабой сейсмичности внутри нее. К 2018 году область ДВС сконцентрировалась в центральной части острова с двумя ответвлениями в направлениях городов Хуалянь и Ченгун (рис. 1B). Северное ответвление совпало с эпицентрами пары будущих землетрясений Хуалянь 4 и 6 февраля 2018 (M6.1 и M6.4). Второе из этой пары событий разрушило область дефицита смещений, образовав зону разуплотнения земной коры в районе Хуалянь (рис. 1B(d)). Немногим более, чем через год, эта ветвь дефицита движений продолжила разрушение за счет очередного землетрясения 18.04.2019 M6.1 в области Хуалянь (рис. 1C(b)). К концу 2020 года миграция сильных событий продолжилась на север в акваторию Филиппинского моря в область развития субдукционного процесса между структурами островной дуги Рюкю и океанического желоба Окинава. Информация о величине внутренних смещений для этого района не слишком надежна, так как изолинии здесь получены интерполяцией. Тем не менее, они показывают относительно плотную зону медленных движений. Землетрясение 24.10.2021 (M6.2) не продемонстрировало разуплотнения поверхности земной коры в области эпицентра (рис. 1C(b)). Возможно, это связано с глубиной гипоцентра 69 км. Следующее землетрясение 3.01.2022 происходит в зоне субдукции в акватории Филиппинского моря (рис. 1C(c-d)). Землетрясение 22.03.2022 M6.7 происходит вблизи побережья и в зоне перехода от быстрых к медленным движениям земной коры (рис. 1C(d)). На окончании юго-западной ветви области ДВС (рис. 1D (a,b)) произошла пара сильнейших, до этого момента, землетрясений 17–18 сентября 2022 года (M6.5 и M6.9). Эти события значительно разрушили консолидированную область земной коры (рис. 1D(b)) в южной части разломной зоны Продольной долины. При этом глубина их гипоцентров составила 10 км, что показывает приповерхностное воздействие на земную кору. Землетрясение Хуалянь M7.4, которое произошло 2.04.2024 в северной ветви зоны минимальных внутренних смещений, не продемонстрировало разуплотнения этой области вблизи эпицентра (рис. 1D(d)). На следующие сутки примерно на 30 км севернее на глубине 13 км произошел афтершок M6.4, изменивший конфигурацию зоны ДВС (рис. 1D(d)). Спустя две недели после сильнейшего землетрясения апреля 2024 г. на острове сформировалась область малых внутренних смещений, представляющая интерес для выявления зоны накопления наибольших напряжений и упрочнений земной коры (рис. 2). Восточное окончание этой области совпадает с зоной высочайшей сейсмичности за период исследований. Землетрясение M7.4 несущественно нарушило эту зону малых движений, что видно по тесному прилеганию его эпицентра к границе области минимума движений. Интересно, что здесь сконцентрировано подавляющее большинство

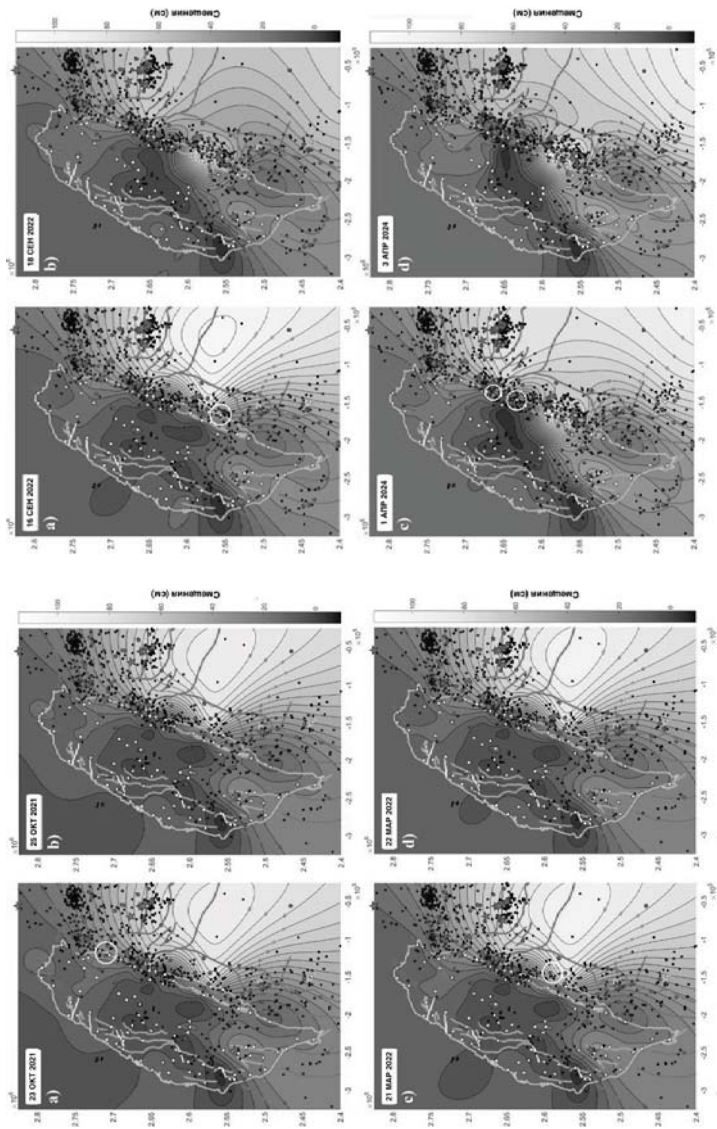
Рис. 1. Формирование и разрушение области дефицита смещения в связи с землетрясениями А: (а, б) февраль–апреля 2015 года (М6.2) и (с, д) 5 февраля 2016 года (М6-6.4); Б: (а, б) 4 февраля 2018 года (М6.1) и (с, д) 6 февраля 2018 года (М6.4); С: (а, б) 18 апреля 2019 года (М6.1) и (с, д) 10 декабря 2020 года (М6.1); Д: Формирование и разрушение области дефицита смещения в связи с дублетами (а, б)



★ 1 □ * 2 □ * 3 □ * 4 □ * 5
 □ 6 □ 7 □ 8 □ 9 □ 10 □ 11

17–18 сентября 2022 года (М6.5 и М6.9) и (с, d) 2–3 апреля 2024 года (М7.4 и М6.4).

Эпицентры землетрясений $I - M \geq 7$; $2 - 7 > M \geq 6$; $3 - 6 > M \geq 5$; $4 - 5 > M \geq 2.5$; 5 – ГНСС-станции; 6 – береговая линия; линии разломных зон (по [9]); 7 – сброс; 8 – сдвиг по простиранию; 9 – взброс; 10 – морские тектонические дислокации; 11 – места будущих эпицентров



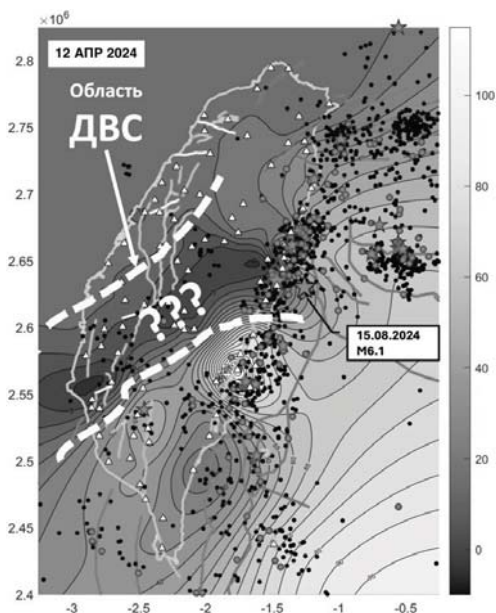


Рис. 2. Зона ДВС, «накопленная» за десятилетие. Область ограничена белыми пунктирными линиями, иней звездой отмечено новое сильное землетрясение М6.1, произошедшее в северо-восточной части области дефицита накопленных смещений

сильных и умеренных сейсмических событий. Осевая линия желоба Рюкю соединяется с береговой линией островной суши, что должно препятствовать процессу субдукции Филиппинской плиты под Евразийскую [10] в желобе Рюкю, и способствовать быстрому росту сейсмогенерирующих напряжений в этом месте. Аналогичная ситуация имеет место на западной границе зоны дефицита смещений. В этой области происходит соединение линии глубоководного желоба Манила с береговой линией основа Тайвань. В отличие от восточной границы минимальных движений, здесь, наоборот, континентальная кора Евразийской тектонической плиты погружается под океаническую кору Филиппинской плиты [10] в Манильском желобе. Островная территория является препятствием продвижению континентальной плиты. Это также должно способствовать накоплению здесь сейсмогенных напряжений и последующей их разрядке за счет сильных землетрясений. По-видимому, вся область ДВС, вытянутая по направлению ЮЗ-СВ, маркирует зону критических напряжений земной коры, генерируемых коллизией Филиппинской и Евразийской тектонических плит.

Таким образом, мы полагаем, что будущие сильные сейсмические события могут иметь место в пределах этой диагональной полосы, как в области Хуалянь (что уже подтвердилось – рис. 2), так и на юго-западном побережье Тайваня возле города Тайнань. В центре зоны концентрации дефицита накопленных смещений 22.11.2017 ранее уже произошло уме-

ренное сейсмическое событие М5.1. Оно не отразилось в ослаблении дефицита движений в центре аномальной зоны. Заметим, что землетрясения такой силы не приводят к значительным нарушениям на земной поверхности [11], регистрируемым геодезическими методами.

Литература

1. *Yu S.B., Chen H.Y., Kuo L.C.* Velocity field of GPS stations in the Taiwan area // *Tectonophysics* 1997. V.274. N 1–3. P. 41–59. doi:10.1016/S0040-1951(96)00297-1
2. *Sella G.F., Dixon T.H., Mao A.* REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. N B4. 2081. doi: 10.1029/2000JB000033.
3. *Kaftan V.I.* An Analysis of Ground Movements and Deformations from 13-year GPS Observations before and during the July 2019 Ridgecrest, USA Earthquakes // *J. Volcanology and Seismology*. 2021. V. 15. N 2. P. 97–106. DOI: 10.1134/S0742046321010115
4. *Kaftan V.I., Tatarinov V.N., Shevchuk R.V.* Long-term changes in crustal movements and deformations before and during the 2016 Kumamoto earthquake sequence // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. N 1. 0570. doi:10.5800/GT-2022-13-1-0570
5. *Kaftan V.I., Kaftan I., Gök E.* Crustal Movements and Deformations in Eastern Turkey in Connection with the Van Earthquake (October 23, 2011, Mw = 7.2): Study from GPS Data // *Izvestia, Physics of the Solid Earth*. 2021. V. 57. N 3. P. 30–44. DOI: 10.1134/S1069351321030071
6. *Kaftan V.I., Dokukin P.A., Manevich A.I., Tatarinov V.N., Shevchuk R.V.* Deformation interaction of strong earthquakes of 2010–2016 in the zone of influence of the Hikurangi superpluma (New Zealand) according to GPS observations // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2024. V. 15. N 1. 0735. <https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-1-0735>
7. *Dokukin P., Güvenaltin M.A., Kaftan V., Toker M.* Co- and Pre-Seismic Crustal Deformations Related to Large Earthquakes Between Years of 2009 and 2023 Using Continuous CORS-TR GNSS Observations in the Anatolian Diagonal (Turkey) // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2023. V. 23. ES5005, EDN: CJREIU. <https://doi.org/10.2205/2023es000877>
8. *Кафтан В.И.* Коровая погода и сильные землетрясения. Дефицит современных движений и деформационные волны по GPS наблюдениям // *Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений/ Тезисы докладов II Всероссийской конференции с международным участием. 29–30 сентября 2021 г. М.: ИТПЗ РАН, 2021. С. 54–55.*
9. *Styron R., Pagani M.* The GEM Global Active Faults Database // *Earthquake Spectra*. 2020. V. 36. N 1. suppl, Oct. 160–180, doi:10.1177/8755293020944182

10. *Malavieille J., Dominguez S., Lu C-Y., Chen C-T., Konstantinovskaya E.* Deformation partitioning in mountain belts: insights from analogue modelling experiments and the Taiwan collisional orogeny // *Geological Magazine*. 2019. doi: 10.1017/S0016756819000645

11. *Melnikov A.Yu., Golikov V.D.* Analiz izmeneniya polozeniya punktovgeodezicheskoy seti v svyazi s zemletryaseniem «Brawley Swarm Earthquake M5.3, 26.08.2012» podannym GPS nablyudeny // *Geodezija i kartografija* 2017. V. 78. N 11. P. 22–28. DOI: 10.22389/0016-7126-2017-929-11-22-28

**А.Г. Дорошкевич^{1,2}, В.М. Саватенков³, И.А. Избродин¹,
И.Р. Прокопьев¹, А.Э. Изох¹, А.В. Пономарчук¹**

Щелочные комплексы юга Сибирского кратона: мантийные источники и геодинамический аспект

Мантийные ксенолиты, базальты, долериты и породы щелочных комплексов являются важными в получении информации о составе литосферной мантии и ее эволюции во времени. При этом, в формировании пород основного состава и щелочных комплексов, помимо литосферной мантии, могут участвовать как астеносферный, так и плюмовый компоненты.

В данной работе использованы обширная опубликованная информация и авторские данные по разновозрастным мафическим и щелочным ассоциациям юга Сибирского кратона для выявления вклада различных мантийных источников в их образование и определения основных закономерностей в эволюции литосферной мантии.

Щелочные комплексы широко распространены в южной краевой части Сибирского кратона и были сформированы в различные возрастные интервалы: 1.91–1.88 млрд лет (магнезиокарбонатиты и щелочные пироксениты Алдан-Станового щита); 660–635 млн лет (щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы, ультраосновные лампрофиры: Чапа, Белая и Средняя Зима, Тагна, Жидой, Арбарастах, Ингили); 310–290 млн лет (щелочные комплексы Северо-Байкальской провинции: Сынныр, Бурпала и другие); 157–113 млн лет (многочисленные щелочные комплексы Алдан-Станового щита).

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Геохимические и изотопные (Sr, Nd, Hf) характеристики палеопротерозойских (1.91–1.88 млрд лет) магнезиокарбонатитов (Селигдар, Бирикеев, Усть-Чульман, Дорожное, Муосталах) [1, 2] и пироксенитовых массивов р. Хани [3, наши неопубликованные данные] Алдан-Станового щита свидетельствуют, что формирование первичных расплавов для пород происходило из изотопно-обогащенной метасоматизированной литосферной мантии в данном регионе, обогащение которой, согласно численным расчётам модельного возраста, относительно деплетированной мантии происходило в позднем архее – раннем протерозое. Этот факт подтверждается изотопным составом и геохимическими характеристиками протерозойских мафических пород краевой южной части Сибирского кратона (дайки долеритов Шаражалгайского, Бирусинского блоков и Алдано-Станового щита, Чинейская и Йоко-Довыренская расслоенные интрузии) [4–8, наши неопубликованные данные]. Большинство авторов сходится во мнении, что изотопно-обогащенная метасоматизированная литосферная мантия южной части Сибирского кратона сформировалась в результате аккреционных процессов в раннепротерозойский–архейский период формирования континентальной литосферы Сибирского кратона.

Sr-Nd-Pb изотопные характеристики и особенности редкоэлементного состава пород позднепалеозойских щелочных массивов Северо-Байкальской провинции и многочисленных мезозойских щелочных комплексов Алдано-Станового щита также указывают на их генерацию из древнего источника метасоматизированной литосферной мантии [9–16]. При этом, на Sr, Nd и Pb изотопных диаграммах, щелочные породы, формировавшиеся в пределах различных районов юга Сибирского кратона, образуют несколько различающиеся поля. Sr-Nd-Pb изотопные параметры мантийного источника мезозойских щелочных пород Алдан-Станового щита соответствуют обогащённому источнику EM-I, а значения для щелочных массивов Северо-Байкальской провинции, также как и для расслоенной интрузии Йоко-Довырен, тяготеют к области EM-II. Наблюдаемые отличия в Sr, Nd и Pb изотопном составе между породами различных районов юга Сибирского кратона согласуются с различиями в особенностях редкоэлементного состава этих пород. Мезозойские щелочные породы Алдано-Станового щита обладают более выраженным обогащением такими элементами, как Ba, Rb, K, Pb, Sr, а породы массивов Бурпала, Сынныр и Йоко-Довырен характеризуются большей степенью обогащения (относительно других элементов), таких элементов как Th, U, Zr, Hf. Вероятно, что метасоматически обогащённый мантийный источник для мезозойских щелочных пород Алдано-Станового щита на момент его образования характеризовался пониженным U/Pb отношением, а обогащённый мантийный источник для пород массивов Бурпала и Йоко-Довырен – повышенным U/Pb отношением.

Согласно [17], различие в геохимической специфике мантийного метасоматоза может проявляться в пределах единой тектонической обстановки, отвечающей конвергентной границе, и определяется спецификой субдукции океанической плиты (быстрая–медленная или холодная–горячая субдукция), а также удалённостью от фронтальной зоны. Это позволяет предполагать, что изотопно-геохимическая специфика обогащённых мантийных источников для щелочных пород юга Сибирского кратона, характеризует несколько различающиеся условия аккреционных процессов, приведших к формированию древней литосферы Сибирского кратона.

В отличие от вышеописанных палеопротерозойских, позднепалеозойских и мезозойских щелочных пород, неопротерозойские щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы и ультраосновные лампрофиры южной окраины Сибирского кратона, несмотря на их широкое региональное распространение, характеризуются незначительными вариациями Sr, Nd и Pb изотопных значений [18 и ссылки в ней]. Имеющиеся изотопные характеристики свидетельствуют о преобладании изотопно-деплементированного компонента, а вариации изотопных составов о несущественной роли метасоматизированной литосферной мантии в источнике. Таким образом, изотопные параметры для этих пород, наиболее вероятно, обусловлены доминирующим вкладом астеносферной мантии. Согласно нашим представлениям [18 и ссылки в ней], неопротерозойский щелочной магматизм южной окраины Сибирского кратона не коррелировал с плюмовой активностью, сопровождавшей формирование таких крупных изверженных провинций как Иркутская и одновозрастная Франклин в северной Лаврентии на рубеже 780–725 млн лет, а контролировался тектоническими процессами, связанными с расколом суперконтинента Родиния, что обусловило поступление астеносферного вещества.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН, ГИН СО РАН и ИГГД РАН (122041400241-5, АААА-А21-121011390002-2, FMUW-2022-0005).

Литература

1. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Izokh A.E., Klemd R., Ponomarchuk A.V., Nikolaeva I.V., Vladykin N.V. Isotopic and Trace Element Geochemistry of the Seligdar Magnesiocarbonatites (South Yakutia, Russia): Insights regarding the Mantle Evolution Beneath the Aldan-Stanovoy Shield // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2018. V. 154. P. 354–368.

2. Пономарев Ж.Д., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р., Чеботарев Д.А. Геохимическая характеристика магнезиокарбонатитов апатитоносного рудопроявления Муосталаах и месторождения фосфатов Бирикээн (Алданский щит,

- Ю. Якутия) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 2. С. 349–373.
3. *Владыкин Н.В., Морикуо Т., Миузаки Т.* Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии, и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Иркутск; Петропавловск-Камчатский: Изд-во Института географии СО РАН. 2005. С. 13–29.
4. *Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С.* Строеие, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива // Геохимия. 2008. № 7. С. 691–720.
5. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Salnikova E.B., Mazukabzov A.M., Kotov A.B., Motova Z.L., Stepanova A.V., Kovach V.P.* Evidence of the Latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) Mafic Magmatism the Southern Siberia: Extensional Environments in Nuna Supercontinent // *Precambrian Research*. 2021. V. 354. 106049.
6. *Туркина О.М., Изох А.Э.* Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом Сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // Геология и геофизика. 2023. Т. 64 № 10. С. 1369–1391.
7. *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Demanterova E.I., Efre-mova U.S.* Geochemical Criteria for the Classification of Dolerite Dikes in the Central Part of the Baikal Basement Inlier of the Siberian Craton // *Geochemistry International*. 2023. V. 61. P. 499–516.
8. *Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Изох А.Э., Летникова Е.Ф., Иванов А.В.* Возраст и петрогенез долеритов р. Мара (При-саянский краевой выступ фундамента южной части Сибирского кратона) // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 5. 0789.
9. *Bogatikov O., Kononova V., Pervov V., Zhuravlev D.* Petrogenesis of Mesozoic Potassic Magmatism of The Central Aldan: A Sr-Nd Isotopic And Geodynamic Model // *International Geology Review*. 1994. V. 36. N 7. P. 629–644.
10. *Mitchell R.H., Smith C.B., Vladykin N.V.* Isotopic Composition of Strontium and Neodymium in Potassic Rocks of the Little Murun Complex, Aldan Shield, Siberia // *Lithos*. 1994. V.32. P.243–248.
11. *Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L., Nowell G.M., Pearson D.G.* Trace Element and Sr–Pb–Nd–Hf Isotope Evidence for Ancient, Fluid-Dominated Enrichment of The Source of Aldan Shield Lamproites // *Journal of Petrology*. 2006. V. 47. N 6. P. 1119–1146.
12. *Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффри С., Николаев Г.С., Кислов Е.В.* Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и Геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.

13. Васюкова Е.А., Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г. Петролого-геохимическая характеристика и возраст пород Ыллымахского массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Геология и Геофизика. 2020. Т. 61. № 4. С. 489–507.

14. Саватенков В.М., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Лебедева Ю.М. Изотопные (Nd-Sr) характеристики и возможные источники ультракалийевых щелочных пород Сыннырского массива (Северное Прибайкалье) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 497–501.

15. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A.V., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I. Cora Wohlgemuth-Ueberwasse Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan–Stanovoy Shield, Russia: Constraints on Derivation from the Ancient Enriched Mantle Source // International Journal of Earth Sciences. 2020. V. 09. P. 2407–2423.

16. Дорошкевич А.Г., Саватенков В.М., Малютина А.В., Избродин И.А., Прокопьев И.Р., Старикова А.Е., Радомская Т.А. Петрогенезис и источники вещества пород щелочного редкометального массива Бурпала (Северное Прибайкалье) // Петрология. 2025 (в печати).

17. Pearce J.A., Stern R.J., Bloomer S.H., Fryer P. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the Nature and Distribution of Subduction Components // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. N 7. Q07006.

18. Doroshkevich A.G., Savatenkov V.M., Izbrodin I.A., Prokopyev I.R., Kruk M.N., Izokh A.E., Nosova A.A. Petrology and Source Characteristics of the Arbarastakh Alkaline Ultramafic Carbonatite-Phoscorite Complex, the Aldan-Stanovoy Shield // Lithos. 2024. V. 464–465. 107458.

А.В. Дронов¹

Мегасеквенции Саук и Типпеканоз в чехле Сибирской платформы

Выделенные Л. Слоссом [8] в чехле Североамериканской платформы тектонические циклы (мегасеквенции) прослеживаются и в чехле Сибирской платформы. В частности, это относится к мегасеквенциям Саук

¹ Геологический институт (ГИИ) РАН, Москва, Россия

и Типпеканоэ, которые на Североамериканской платформе разделены крупным региональным несогласием внутри среднего ордовика. На Сибирской платформе границей между этими двумя мегасеквенциями служит крупное региональное эрозионное несогласие в подошве байкитских песчаников (дарривильский ярус среднего ордовика). Байкитские песчаники залегают с угловым несогласием на собранных в пологие складки отложениях кембрия и нижнего, а также низах среднего (дапинский ярус) ордовика (мегасеквенция Саук).

На этом уровне происходит резкая смена характера осадконакопления. Обширная тепловодная карбонатная платформа (аналог «Великой Американской Карбонатной Банки» [4]) оказывается уничтоженной и на всей территории Сибирского кратона развиваются силицикластические отложения (байкитские песчаники и их аналоги). В дальнейшем им на смену приходят холодноводные карбонаты [3]. Эти события связаны с поднятием западной (в современных координатах) окраины Сибирской платформы и превращением ее из пассивной в активную [2]. Прослой вулканического пепла, в отложениях верхнего ордовика (баксанский и долборский горизонты), свидетельствуют об активном вулканизме на этой окраине [1, 6].

Образование складок, поднятие, эрозия и смена характера осадконакопления с карбонатного на силицикластическое в среднем ордовике (дарривильский ярус) соответствует по времени таконской фазе каледонской орогении. Эта фаза была выделена впервые в Аппалачах и на Североамериканской платформе. Следует отметить сходство в истории развития и эволюции осадконакопления Сибирской и Североамериканской платформ. На обеих платформах разрез ордовика начинается с типичных тепловодных карбонатов, которые затем резко сменяются кварцевыми песчаниками (Байкитские песчаники в Сибири и песчаники Эурека на Североамериканской платформе). Завершается разрез ордовика на обеих платформах серией холодноводных карбонатов [5, 7]. Многочисленные прослой бентонитов, образовавшихся за счет изменения вулканического пепла, найденные в верхнем ордовике как Северной Америки, так и Сибири, лишь подчеркивают это сходство.

В то же время, на Русской платформе, крупного несогласия в середине среднего ордовика не фиксируется, а направленность эволюции осадконакопления носит прямо противоположный характер. Таким образом, Сибирская и Североамериканская платформы демонстрируют общность историко-геологического развития в нижнем палеозое, в то время как Русская платформа от них существенно отличается. Только в конце мегасеквенции Типпеканоэ, на поздних фазах каледонской орогении все три платформы обретают общие черты развития.

Работа выполнена в рамках программы FMMG-2021-0003 ГИН РАН.

Литература

1. Дронов А.В. Следы вулканических извержений в верхнем ордовике Сибирской платформы и их значение для палеотектонических реконструкций // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. С. 119–122.
2. Дронов А.В. Отражение каледонских тектонических событий в чехле Сибирской платформы // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 210–213.
3. Dronov A. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013. V.389. N 1. P. 87–95.
4. Derby J., Fritz R., Longacre S., Morgan W., Sernbach Ch. (Eds.) The Great American Carbonate Bank: The Geology and Economic Resources of the Cambrian-Ordovician Sauk Megasequence of Laurentia. AAPG Memoir 98. 2012. 504 p.
5. Ettensohn F.R. Origin of the Late Ordovician (mid-Mohawkian) temperate-water conditions on southeastern Laurentia: Glacial or tectonic? / Finney S.C., Berry W.B.N. (Eds.) The Ordovician Earth System // Geological Society of America Special Paper 466. 2010. P. 163–175.
6. Huff W.D., Dronov A., Sell B., Kanygin A.V., Gonta T.V. Traces of explosive volcanic eruptions in the Upper Ordovician of the Siberian Platform // Estonian Journal of Earth Sciences. 2014. V. 64. № 4. P. 244–250.
7. Kanygin A., Dronov A., Timokhin A., Gonta T. Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 296. N 3–4. P. 285–294.
8. Sloss L. Sequences in the cratonic interior of North America // Geol. Society of America Bull. 1963. V. 74. P. 93–113.

Особенности глубинного строения и генезис Восточно-Антарктической рифтовой системы

Изучение закономерностей локализации рифтовых структур Восточной Антарктиды базировалось на материалах большого количества отечественных и зарубежных исследований [1–6 и др.]. Восточная Антарктида считается стабильным кратоном, однако отмечается ее слабая современная тектоническая активность [6]. Во внутренних зонах и вдоль индоокеанского побережья картируются докембрийские складчатые комплексы, характеризующиеся интенсивной плутонической деятельностью и метаморфизмом высоких ступеней [2].

Заложение Восточно-Антарктической рифтовой системы (ВАРС) часто связывается с внутриплитным рифтогенезом пермско-мелового периода, вызванным расколом суперконтинента Гондвана (около 250 млн лет) и сдвигами мелового периода (примерно 100 млн лет). Рифты проявляются максимумами поля силы тяжести Буге и локальными минимумами магнитного поля, а также по данным сейсмологических исследований [5].

Центральное место в структуре ВАРС занимает рифт Ламберта. Он служит своеобразной осью симметрии, по обе стороны от которой расположено по шесть дополнительных рифтовых зон [1].

Комплексная интерпретация геолого-геофизических данных района подледникового озера Восток выполнена нами с использованием приемов картографического (в том числе линеаментного) анализа в предположении о его рифтогенной приуроченности к региональной левосторонней сдвиговой зоне, простирающейся параллельно Трансантарктическим горам в направлении внешней границы континента (море Дейвиса). На геолого-структурной схеме на фоне контура подледного озера вынесено расположение основных разрывных дислокаций с отображением их кинематики и параметров морфологии и обозначением состава образований консолидированного фундамента (рис. 1).

Доказательством сдвиговой кинематики этих дислокаций может выступать сейсмическая активность моделируемого регионального сдвига, развивающегося вдоль восточного берега озера. Линейная морфология восточного берега озера Восток и его крутой склон, в сочетании с изрезанной границей с многочисленными заливами, изолированными островами и впадинами западного берега [7] дополнительно подтверждает наше

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

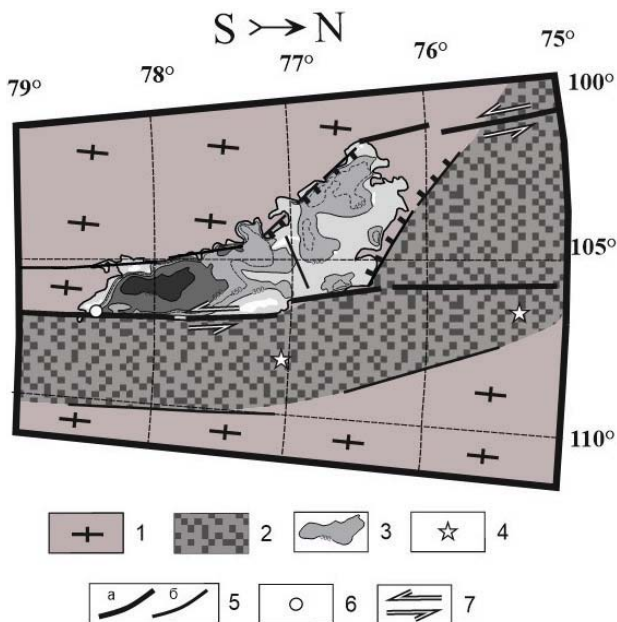


Рис. 1. Схема строения консолидированного фундамента района подледникового озера Восток.

1 – комплексы древней (AR–PR₁) коры; 2 – комплексы межблоковой зоны докембрийского заложения; 3 – изобаты озера Восток (по данным [7]); 4 – эпицентры землетрясений (по данным [6]); 5 – разрывные нарушения: а – главные; б – второстепенные; 6 – станция Восток; 7 – сдвиговые дислокации

закключение о том, что главное разрывное нарушение развивается вдоль восточного фланга озера.

Весьма дискуссионным является вопрос о составе фундамента рассматриваемого района. При выполнении интерпретации аномального гравитационного и магнитного полей нами обращено внимание на то, что вдоль восточного фланга озерной впадины развивается положительная аномалия гравитационного поля интенсивностью до 50 мГал на фоне отрицательных значений поля над озером и западнее его. Вдоль этой же зоны фиксируется линейная магнитная знакопеременная аномалия шириной 40–50 км при протяженности в сотни км. Их совместная качественная интерпретация позволяет связать природу этих аномалий с межблоковой шовной зоной, обрамляющей восточный берег озера Восток.

По нашим представлениям рифты восточного фланга ВАРС образуют обширный коридор суммарной протяженностью до 2000 км и шириной

до 1500 км и могут рассматриваться как единая рифтовая система (рис. 2). К их числу относятся рифты Восток, Скотта, Аврора, Конкордия, Адвенчер, Уилкса с левосторонней трансензионной составляющей. Для них характерны: линейный характер внешних границ с морфологией асим-

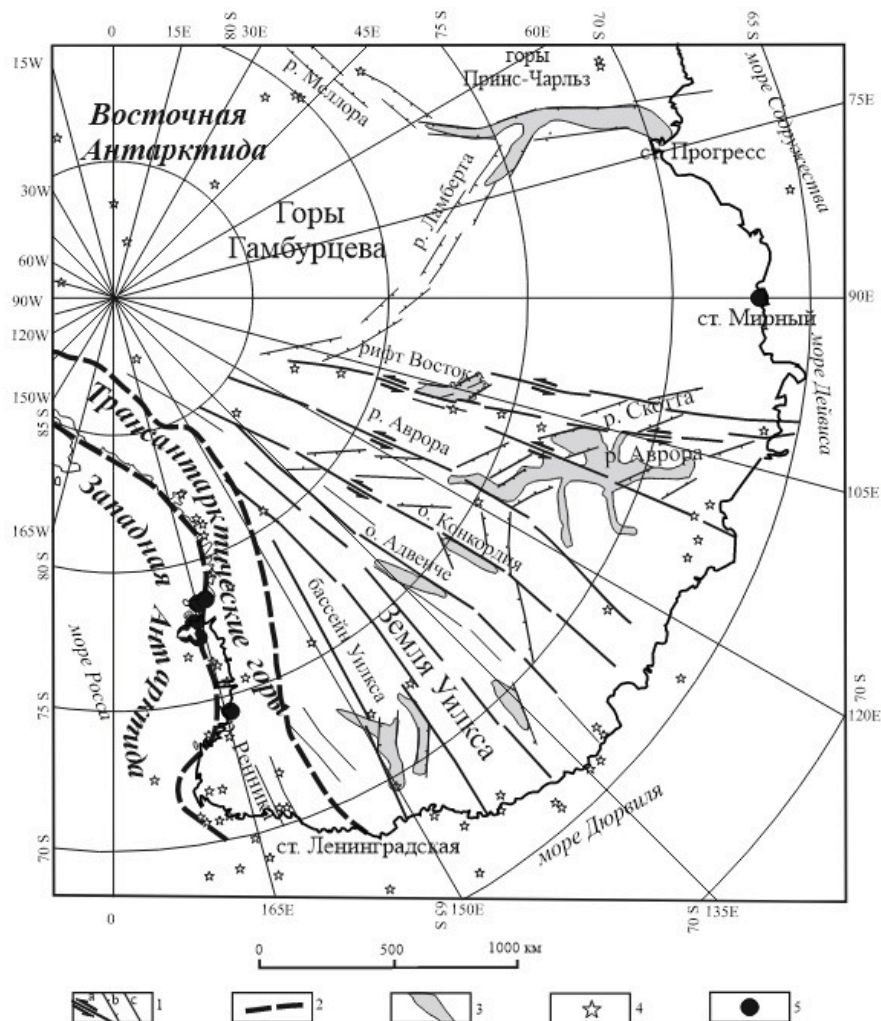


Рис. 2. Схема развития Восточно-Антарктической рифтовой системы.

1 – крупные тектонические линейные структуры: а – сдвиговые, б – рифтогенные, в – разломы; 2 – границы Трансантарктических гор; 3 – депрессии; 4 – эпицентры землетрясений; 5 – вулканы

метричного грабена в вертикальном сечении; листрическая морфология пограничных дислокаций с вертикальными смещениями смежных блоков в первые километры при том, что восточный склон грабенов постоянно более крутой, чем западный.

Анализируя закономерности пространственного расположения рифтогенной зоны восточного фланга ВАРС и геометрии рифтов, замыкающихся на региональные сдвиговые дислокации, можно отметить черты подобия с неоген-четвертичными структурами Байкальской зоны рифтогенеза и Западно-Забайкальской рифтогенной области позднемезозойской вулканической провинции Восточной Азии [8]. Для объяснения механизма образования мел-кайнозойских магматических провинций и рифтовых зон Центрально-Восточной Азии Л.И. Лобковским с соавторами представлена модель верхнемантийной конвекции, сопряженной с Тихоокеанской зоной субдукции [9]. Этот механизм уместно использовать и для объяснения образования кайнозойских рифтовых систем Восточной Антарктиды. В соответствие с этой моделью субдукция в кайнозойское время вдоль тихоокеанской границы Западной Антарктиды порождала возвратную верхнемантийную ячейку с восходящими течениями в пределах Западной Антарктиды и Восточной Антарктиды на расстоянии до 2000 км. Часть рассматриваемой нами Восточно-Антарктической рифтовой системы находится на более значительном расстоянии от зоны субдукции, и в этом случае приходится учитывать возможность реактивации уже существующих и образования новых рифтовых зон в литосфере Восточной Антарктиды под действием локальных мантийных плюмов.

Литература

1. Голынский Д.А., Голынский А.В. Рифтовые системы Восточной Антарктиды – ключ к пониманию распада Гондваны // Региональная геология и металлогения. 2012. № 52. С. 58–72.
2. Грикуров Г.Э., Лейченко Г.Л., Михальский Е.В. Тектоническая эволюция Антарктики в свете современного состояния геодинамических идей // Структурное и история развития литосферы. 2010. С. 89–108. EDN VHKVVJ.
3. Cianfarra P., Salvini F. Origin of the Adventure Subglacial Trench linked to Cenozoic extension in the East Antarctic Craton // Tectonophysics. 2016. V. 670. P. 30–37. DOI: 10.1016/j.tecto.2015.12.011.
4. Cianfarra P., Salvini F. Intraplate transtensional tectonics in the East Antarctic Craton: insight from buried subglacial bedrock in the Lake Vostok – Dome C region // Int. J. Geosci. 2013. V. 4. P. 1275–1284. DOI: 10.4236/ijg.2013.49122.
5. Ferraccioli F., Finn C.A., Jordan T.A., Bell R.E., Anderson L., Damaske D. East Antarctic rifting triggers uplift of the Gamburtsev Mountains // Nature. 2011. V. 479. P. 388–392. DOI:10.1038/nature10566.

6. *Studinger M., Karner G.D., Bell R.E., Levin V., Raymond C.A., Tikku A.A.* Geophysical models for the tectonic framework of the Lake Vostok region, East Antarctica // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 216. N 4. P. 663–677. DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00548-X.

7. *Попов С.В., Масолов В.Н., Лукин В.В.* Озеро Восток, Восточная Антарктида: мощность ледника, глубина озера, подлёдный и коренной рельеф // *Лёд и снег.* 2011. № 1(113). С. 25–35.

8. *Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А.* Поздне-мезозойская магматическая провинция Востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // *Геотектоника.* 2019. № 4. С. 60–77. DOI: 10.31857/S0016-853X2019360-77.

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

**К.Г. Ерофеева¹, А.В. Самсонов¹, Ю.О. Ларионова¹,
О.Е. Плюснина¹, Д.А. Рылов², А.С. Дубенский³**

Корни мезоархейского Токко-Ханинского зеленокаменного пояса, Сибирский кратон: первые данные по Токкинской ветви

Архейские зеленокаменные пояса (ЗКП) представляют наименее эродированные структуры, в которых сохранились вулканогенно-осадочные комплексы самых ранних этапов геологической эволюции Земли, что определяет их привлекательность для исследований, активно проводимых с середины прошлого столетия [9, 11, 12, 15]. С ЗКП тесно ассоциируют гранитоиды тоналит-грондъемит-гранодиоритового (ТТГ) состава. Области распространения супракrustальных пород ЗКП и ТТГ-гранитоидов объединяют в гранит-зеленокаменные области (ГЗО). Согласно современным данным, архейские ГЗО, известные в составе всех раннедокембрий-

¹ ИГЕМ РАН, Москва, Россия

² ООО «Нордголд Менеджмент», Москва, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

ских кратонов [11], имеют разные возрасты от эо- до неоархея, и обладают спецификой строения, состава разрезов и, возможно, тектоническими режимами формирования, что определяет актуальность исследований структур этого типа.

В центральной части Чара-Олекминской ГЗО выделен Токко-Ханнинский ЗКП. Его южной частью является наиболее крупный и сохранный участок распространения архейских вулканогенно-осадочных пород на Сибирском кратоне – Олондинский фрагмент. В качестве северного продолжения рассматривают Токкинский фрагмент (ТФ) [3, 16]. Однако, особенности геологического строения ТФ, описанные в этих работах, отличаются от данных, полученных при более ранних исследованиях, в том числе при проведении здесь геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 [4], и не получили подтверждения при проведении разведочного бурения, проводимого компанией Nord Gold. Согласно этим данным, в строении ТФ принимают участие несколько разновозрастных групп пород (от древних к молодым): (1) гнейсы и амфиболиты, (2) ТТГ-гранитоиды, (3) метабазиты [6].

Наиболее ранний гнейсово-амфиболитовый комплекс имеет резко подчиненное распространение в центральной части ТФ, встречаясь в виде маломощных линз и прослоев среди ТТГ гранитоидов. Гнейсы обладают ярко выраженной гнейсовидно-полосчатой текстурой, сформированных в результате мигматизации. В меньшей степени мигматизации подвержены амфиболиты. Наименее мигматизированные образцы по составам отвечают андезитам. Реликтовые ядра циркона в гнейсах имеют возрасты около 3.0 млрд лет, что служит оценкой времени формирования протолитов этих пород. Амфиболиты из наиболее сохранных линз и прослоев по содержаниям РЗЭ и ВЗЭ близки к примитивным толеитовым базальтам архейских зеленокаменных поясов [10]. Изотопный состав Nd в амфиболитах и мигматизированных гнейсах в пересчете на возраст 3.0 млрд лет (ϵ_{NdT} от +1.5 до +1.8) незначительно менее радиогенный в сравнении с деплетированным мантийным источником того времени, что позволяет говорить о формировании протолитов пород ~3.0 млрд лет назад за счет ювенильных мантийных или базитовых коровых источников, возможно, с небольшим вкладом более древней кислой коры. По составу и возрасту породы гнейсово-амфиболитового комплекса сопоставимы с породами вулканогенного разреза Олодинского ЗКП [1, 7, 14, 15]. Однако редкая встречаемость и интенсивная переработка этих пород позволяют рассматривать их как останцы некогда существовавшей вулканогенной толщи на глубоко эродированном срезе.

Плагиомигматиты пространственно ассоциируют с породами гнейс-амфиболитового комплекса и представляет жильную компоненту среди последних. U-Pb изотопное датирование циркона мигматитов из двух

образцов в разной степени мигматизированных гнейсов дает близкие оценки возраста процесса мигматизации около 2.94 млрд лет. Судя по имеющимся образцам, мигматитовые кварц-полевошпатовые жилки имеют инъекционную природу и формировались при низких степенях плавления тоналитового и базитового источников в равновесии с амфибол- и гранат-содержащим реститом, т.е. в условиях гранулитовой фации. Данные о высоко радиогенном изотопном составе неодима в сильно мигматизированном гнейсе ($eNdT = +2.5$) свидетельствуют, что источником мигматитового материала служили ювенильные породы с более короткой коровой предысторией, чем в изученных образцах гнейсово-амфиболитового комплекса.

Комплекс ранних ТТГ-гранитоидов с возрастaми около 2.93 млрд лет доминируют в центральной части ТФ. С этими гранитоидами тесно ассоциируют базиты, представленные как в виде включений среди гранитоидов, так и, возможно, базиты отдельных интрузивов, датированные возрастом около 2.90 млрд лет. Натровая специализация гранитоидов, отсутствие в них унаследованных зерен циркона и высоко радиогенный изотопный состав неодима указывает на базитовые источники расплавов. Сильно фракционированные спектры тяжелых РЗЭ предполагают, что зарождение гранитных расплавов происходило в равновесии с гранат-содержащим реститом в условиях гранулитовой или эклогитовой фации. Гранитоидный магматизм с возрастом около 2.93 млрд лет, доминирующий дифференцированными габбро-диорит-тоналитовыми интрузивами в ТФ, по составу пород и возрасту хорошо сопоставляется с породами, которые прорывают супракрустальные породы центральной части Олондинского пояса и датированы возрастом около 2.94 млрд лет [8].

Комплекс поздних ТТГ-гранитоидов с возрастом около 2.83 млрд лет слагает крупный интрузив в восточном обрамлении ТФ. По геохимическим и изотопным характеристикам эти гранитоиды близки к ранним ТТГ-гранитоидам с возрастом 2.93 млрд лет, и также, как и последние, возможно, образовались при плавлении базитового субстрата в равновесии с гранат-содержащим реститом. Поздние ТТГ-гранитоиды имеют более радиогенный изотопный состав неодима по сравнению со всеми другими кислыми породами ТФ, что указывает на минимальный вклад древней коровой компоненты в источник их материнских расплавов. Породы этого комплекса сопоставимы с гранитоидами восточного обрамления Олондинского пояса с возрастом около 2.82 млрд лет [1, 2, 5].

Таким образом, проведенные исследования показывают, что на ТФ вскрыт фрагмент глубоко эродированного зеленокаменного пояса, по возрасту и истории формирования близкого к Олондинскому ЗКП. Это является первым фактурным обоснованием для объединения Олондинского фрагмента и ТФ в рамках единой структуры Токко-Ханинского зелено-

каменного пояса. Ювенильные характеристики кислого магматизма ТФ подтверждают идею о существовании в центральной части Олекминской ГЗО океанического бассейна, который мог служить ареной субдукционных процессов и роста новой коры на протяжении мезоархея. Плюмовая модель формирования этого бассейна, обоснованная данными по основному–ультраосновному магматизму [16], дополняется результатами проведенных исследований кислого магматизма. ТТГ-гранитоиды с возрастaми 2.9 и 2.8 млрд лет образовались за счет плавления базитов, имеют надсубдукционные геохимические характеристики и, возможно, являются продуктами плавления погрузившихся в зонах субдукции океанических плит.

Благодарности: авторы выражают особую благодарность руководству и сотрудникам ООО «Нордголд Менеджмент» и ООО «Рудник Таборный» за содействие в проведении полевых работ.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 23-77-101068.

Литература

1. Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А. и др. Возраст вулканизма Олондинского зеленокаменного пояса (Восточная Сибирь) // ДАН. 1984. Т. 279. С. 1424–1428.

2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте тоналит-трондjemитовых ортогнейсов олекминского комплекса центральной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита // ДАН. 2018. Т. 482. № 5. С. 547–552.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.

4. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-XXIV. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1981. 100 с.

5. Другова Г.М., Пухтель И.С., Шустова Л.Е., Бережная Н.Г. Олондинский зеленокаменный пояс (Алданский щит) // Известия АН СССР. 1988. № 8. С. 40–56.

6. Ерофеева К.Г., Самсонов А.В. Состав и этапы формирования Токкинского фрагмента Токко-Ханинского ТТГ-зеленокаменного пояса // Материалы LV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 161–165.

7. Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных–ультраосновных метавулканитов и ассоциирующих с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 308–348.

8. Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б., Немчин А.А. Этапы формирования континентальной коры западной части Алданского щита: Sm-Nd систематика гранитоидов // Петрология. 1996. Т. 4. № 2. С. 115–130.
9. *Condie K.* Archean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam, 1981. 434 p.
10. *Condie K.* Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chem. Geol. 1993. V. 104. P. 1–37.
11. *De Wit M.J., Ashwal L.D.* Greenstone Belts. Oxford University Press, Oxford, 1997. 809 p.
12. *Hofmann A., Li X., Bradley D.C., Humbert F.* The Belingwe greenstone belt, Zimbabwe – some new age constraints and implications for greenstone belt evolution // Internat. Geol. Rev. 2024. P. 1–20.
13. *Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A., et al.* Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Precam. Res. 1993. V. 62. P. 453–472.
14. *Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgard H., Smelov A.P.* The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precam. Res. 1992. V. 54. P. 195–210.
15. *Puchtel I.S.* 3.0 Ga Olondo greenstone belt in the Aldan Shield, E. Siberia // Kusky, T.M. (Ed.). Precambrian Ophiolites and Related Rocks. Developments in Precambrian Geology. V. 13. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 405–423.
16. *Tran T.-D., Wang K.-L., Kovach V., et al.* Plate tectonics in action in the Mesoarchean: Implication from the Olondo greenstone belt on the Aldan Shield of Siberian Craton // Earth Plan. Sci. Lett. 2023. V. 603. 117975.

**А.Д. Жарков¹, Н.В. Правикова¹, М.В. Коротаев¹,
Е.Р. Чижова¹, К.Ф. Алешина¹, А.М. Никишин¹**

Модель строения чехла Канадского бассейна по данным акустических буев

Впервые построена объемная скоростная модель для Канадского бассейна. Материалами послужили данные 145 акустических буев (сонобуев) по Канадскому бассейну. Полученная модель была использована для преобразования композитного сейсмического профиля, пересекающего

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

наиболее характерные геологические структуры Канадского бассейна [1]: осевой рифт, рифт 78 градуса (78N) и одну из вулканических построек. В результате определены глубины рифтов и высота вулкана.

База данных по акустическим буям [2] в Канадском бассейне собрана в единый проект и сопоставлена с данными интерпретации сейсмических профилей (рис. 1). Для каждого сонобуя были выделены границы скачков скоростей, по которым проведены границы зон скоростной модели.

Трехмерная скоростная модель Канадского бассейна сформирована как слоистая модель с отдельными зонами, для каждой из которых используется свой скоростной закон. Границы зон хорошо выделяются на сейсмических профилях по смене сейсмической записи и характеризуются относительно постоянными скоростями прохождения сейсмических волн. Модель была построена для окрестности композитного профиля (рис. 2) для прямоугольной области размером 470×100 км (оранжевый прямоугольник пунктиром, рис. 1).

Модель создана на основе поверхностей, построенных по результатам интерпретации композитного сейсмического профиля (красная линия, рис. 1). Выделяются (рис. 2) четыре горизонта: морское дно (SB), горизонты IC1 и IC2, расположенные внутри кайнозойских отложений, и поверхность акустического фундамента (Base). Каждая из зон модели использует свой скоростной закон: постоянная скорость для интервала дневная поверхность – SB, карты распределения скоростей для интервалов SB–IC1, IC1–IC2, IC2–Base. Карты скоростей построены по данным скоростей сейсмических волн девяти акустических буев, осредненных на интервалы модели. Для интервала SB–IC1 скорости варьируют в пределах 1600–1750 м/с, IC1–IC2 1950–2300 м/с, IC2–Base 2200–4700 м/с.

С помощью созданной скоростной модели композитный профиль был преобразован из временного в глубинный масштаб. В результате определены глубины основных структур. Так, высота вулканической постройки составляет около 1.5 км. Наиболее глубокая точка осевого рифта – 9450 м, рифта 78 градуса – 10 450 м. Кровля акустического фундамента на плато между рифтами находится на отметках 6940–7760 м, что соответствует полученным ранее данным [3]. Таким образом, глубины рифтовых долин осевого рифта и рифта 78 градуса составляют 1670 и 3300 метров соответственно.

Планируется расширение скоростной модели на весь Канадский бассейн, интерпретация и преобразование остальных сейсмических профилей в глубинный масштаб.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00020, <https://rscf.ru/project/24-17-00020/>.

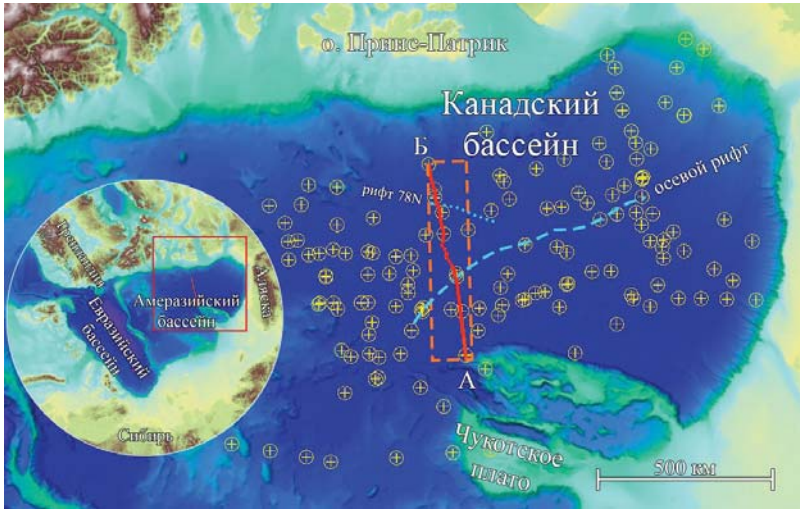


Рис. 1. Расположение акустических буев (белые метки), композитного сейсмического профиля (красная линия) и региона построения скоростной модели (оранжевый прямоугольник пунктиром) в Канадском бассейне. Карта батиметрии по [4]. Пунктирными голубыми линиями показаны осевой рифт и рифт 78 градуса (78N)

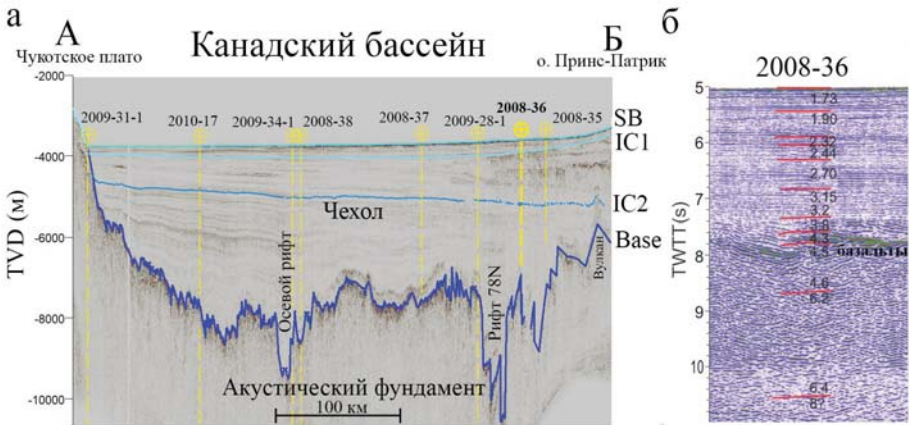


Рис. 2. (а) Взаимное расположение композитного профиля (АБ, положение показано на рис. 1) с выделенными горизонтами (IC1, IC2 и Base) и акустических буев по [2], использованных для построения скоростной модели. Жирным выделен акустический буй 2008-36. (б) Фрагмент сейсмической записи и сейсмические скорости по сонобю 2008-36, по [2]

Литература

1. Никишин А.М., Алёшина К.Ф., Родина Е.А., Артемьева И.М., Фулджер Дж.Р., Посаментьер Х.У. Канадский бассейн Арктического океана: модели геологического строения, истории и геодинамики формирования // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2024. Т. 63. № 5. С. 3–22. DOI:10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-3-22
2. Chian D., Lebedeva-Ivanova N. Atlas of Sonobuoy Velocity Analyses in Canada Basin; Geological Survey of Canada, Open File 7661, 2015. 1 zip file. doi:10.4095/295857
3. Chian D. et al. Distribution of crustal types in Canada Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2016. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.038>
4. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsenparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0. 2020. Sci Data 7, 176. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>

**Ф.И. Жимулев¹, М.А. Фидлер¹, А.В. Котляров¹,
И.С. Новиков¹**

Мезозойская тектоника Салаирского кряжа

В геологической истории Салаирского кряжа можно выделить 4 орогенических этапа: ранний ордовик, поздний карбон – пермь, мезозой и плейстоцен. Ордовикский этап связан с прекращением островодужного магматизма и аккрецией Салаирского сегмента островной дуги к Сибирскому континенту. В перми, в результате коллизии Сибири и Казахстана сформировался Салаирский аллохтон, имеющий складчато-покровное строение и надвинутый по системе чешуйчатых надвигов на Кузнецкий прогиб. Плейстоценовый этап выразился в реактивации надвигов, отделяющих Салаир от Кузнецкого бассейна, образовавших неотектонические уступы (тырганы), являющиеся современными орографическими границами Салаирский кряжа [1, 2]. В морфотектоническом отношении Салаирский блок представляет собой полугорст, приподнятый по разломам над Кузнецкой впадиной и полого, без заметных перегибов снижающийся в юго-западном направлении. О структурных особенностях мезозойской реактивации известно мало, хотя горообразование на тер-

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

ритории Салаира в это время известно [3]. Коррелятными отложениями мезозойской реактивации являются юрские конгломераты и песчаники, сохранившиеся в виде узких тектонических клиньев вдоль окраин Салаирского кряжа или же слагающие крупные бассейны – Доронинскую и Центрально-Кузнецкую впадины. Примером тектонических клиньев может служить Кулебакинское поле распространения юрских отложений на северо-восточной окраине Салаира. Юрские отложения, относимые к распадской свите, образуют изолированный выход 6–7 км длиной при ширине 1.5–2 км в поле распространения среднедевонских известняков, входящих в состав фронтальной зоны Салаирского аллохтона. Они представлены слабосцементированными валунными конгломератами. Юрская толща погружается на юго-восток (аз. пд. 135) под углом 22°. В разрезе, вскрытом карьером выделяется две пачки, каждая из которых имеет мощность более 40 м. Нижняя пачка образована мономиктовыми конгломератами, сложенными галькой и валунами (до 60 см) девонских известняков. В верхней пачке на долю девонских известняков, приходится около 70% обломков, а 30% представлены зеленокаменными породами кембрийско-ордовикского фундамента Салаира: вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и мелкообломочными конглобрекчиями, плагиоклазовыми порфиритами, кварцевыми порфирами печеркинской свиты. Известняки, слагающие 100% обломков нижней пачки, образуют узкую полосу вдоль восточной окраины Салаира, внутри которой находится данный выход юры. Расстояние от края юрской впадины до Предсалаирского надвига, разделяющего девонские известняки и кембрийско-раннеордовикский фундамент Салаира, составляет 6 км. Область сноса во время накопления мономиктовых конгломератов была ограничена очень узкой, 6-километровой зоной, что возможно только в случае существования еще не расчлененного эрозией тектонического уступа, в поле распространения девонских известняков. По мере развития эрозионной системы, в область сноса были вовлечены отложения осевой части Салаира, расположенные дальше к западу, за зоной Предсалаирского надвига. Сохранение юрских отложений на Кулебакинском участке связано с проградацией надвигового фронта в направлении Кузнецкого бассейна, выразившейся в активизации расположенного восточнее Афонинско-Киселевского надвига, по которому девонские известняки надвинуты на пермскую угленосную молассу.

К северу от Салаирского кряжа располагается Доронинская впадина. Она простирается с запада на восток примерно на 70 км, при ширине до 25 км и представляет собой полуграбен, осадочное выполнение которого образует осложненную разломом брахисинклинальную структуру [4]. Углы погружения слоистости на южном крыле изменяются от 0 до 20°, северное крыло срезано надвигом, ограничивающим с юга Горловский

прогиб и являющимся южной ветвью Томского надвига. Максимальная мощность юрских отложений вблизи северного борта впадины составляет около 1500 м. Юрский разрез впадины сложен тарбаганской серией ранне-среднеюрского возраста, которая подразделяется на распадскую, абашевскую, осиновскую и терсюкскую свиты. Нижняя часть разреза серии в южном борту впадины сложена галечными и валунно-галечными конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками. Обломочный материал плохо отсортирован и слабо окатан. В составе гальки преобладают измененные эффузивы и туфы основного и кислого состава, встречаются известняки. Состав обломочного материала указывает на ближний перенос с северного Салаира. На основании изучения палиноспектров определен геттанг-синемюрский возраст распадской свиты [4]. Нами было проведено датирование популяций детритовых цирконов двух образцов, отобранных на южном краю впадины. Образец 16-546 был отобран из пачки грубозернистых песчаников и валунно-галечных конгломератов в основании распадской свиты. Образец 17-1724 взят в приподошвенной части абышевской свиты, представленной переслаиванием песчаников и галечных конгломератов с включениями валунов. Состав конгломератов распадской свиты олигомиктовый, с преобладанием зеленокаменных вулканитов, долеритов и вулканомиктовых граувакк, единичные обломки представлены карбонатными породами. Перечисленные породы также преобладают в составе гальки конгломератов абышевской свиты, но разнообразие гальки возрастает за счет появления кремнистых сланцев, кварцитов, песчаников различного состава и гранитоидов. Породы распадской свиты бедны обломочным цирконом, абышевская свита значительно богаче цирконом, что очевидно связано с присутствием в ней галек и валунов гранитоидов. Датирование цирконов из обр. 16-546 проводилось в ЦКП МКИИ СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск), цирконы из обр. 17-1224 были датированы в Центре геотермохронологии Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского Федерального Университета. На кривой плотности вероятности, построенной по 72 датировкам, большинство значений возрастов цирконов из обр. 16-546 (44 датировки) формируют пик со средневзвешенным возрастом 511.3 ± 2.8 и диапазоном значений 490.9–522.9 млн лет. 11 датировок образуют второй пик с возрастом 553.7 ± 6.2 (2 σ) и интервалом значений 543.2–568.3 млн лет. Из обр. 17-1224 получено 79 анализов циркона с дискордантностью менее 10%. На графике плотности вероятности большинство полученных значений (62 датировки) формируют пик с возрастом 260.5 млн лет (поздняя пермь) и диапазоном значений 247–275 млн лет. Девять датировок образуют кембрийско-раннеордовикскую популяцию (519–486 млн лет), 7 зёрен имеют возрасты в интервале от 468 до 320 млн лет.

В образцах выделяются следующие популяции циркона – (568–471 млн лет), имеющую подчиненное значение девон-карбоную 402–308 млн лет и пермско-раннетриасовую (275–246 млн лет). Венд-раннеордовикская популяция, образованная цирконами из вулканических толщ складчатого фундамента Салаира, преобладает в образце из основания разреза Доронинской впадины. Позднепалеозойский пик спектра (260.5 млн лет) образован цирконами из гранитоидов жерновского комплекса, развитыми в центральной части Салаирского кряжа и имеющими возраст 257–252 млн лет, появляется в образце из более молодой части юрского разреза. В отложениях Доронинской впадины полностью отсутствуют цирконы из силурийских гранитоидов Улантовского и Коураковского массивов, выходы которых расположены в нескольких километрах к югу от точек опробования. Данные массивы расположены в пределах северного, опущенного крыла Северо-Салаирского разлома, по которому породы раннепалеозойского фундамента Салаира надвинуты на девон-карбонные образования деформированного чехла. Во время накопления нижних частей тарбаганской свиты (обр. 16-546, геттанг–синемюр) источник сноса был локальным и располагался в южном, приподнятом крыле Северо-Салаирского разлома. Учитывая валунно-галечный состав материала, большую мощность отложений и локальный, источник сноса можно предполагать, что Северо-Салаирский разлом представлял собой тектонический уступ, по которому Салаирский блок был сочленен с Доронинской впадиной. По мере развития эрозионной системы, расчленившей тектоническое поднятие Салаира, произошло значительное расширение источника сноса на юг. Во время накопления абышеской свиты (плинсбах) происходил размыв гранитоидов жерновского комплекса, ближайший массив которых (Елбанский) расположен на расстоянии 65 км от точки опробования, а основное поле гранитоидов, представленное Выдрихинским и Жерновским массивами, на расстоянии 80–100 км. Отсутствие свидетельств размыва в ранней юре позднесилурийских гранитоидов Северного Салаира позволяет предполагать, что вся территория до Северо-Салаирского разлома на юге представляла собой в ранней юре область аккумуляции.

Особенности состава и геологической позиции юрских отложений на северо-восточной и северной окраинах Салаира позволяют заключить, что раннеюрский тектонический импульс проявился в форме активизации ограничивающих Салаирский блок позднепалеозойских надвигов и быстрого воздымания Салаирского блока с последующим его расчленением эрозионными процессами. Мезозойский структурный план активизации был, в общих чертах, подобен раннечетвертичному, но кратно превышал его по амплитуде тектонических смещений и размаху рельефа. В послераннеюрское время и до образования регионального пенеплена во

второй половине позднего мела, не только сам приподнятый Салаирский блок, но и юрские отложения на его периферии подверглись значительной денудации, что свидетельствует о неоднократности мезозойской активизации.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН № 122041400057-2

Литература

1. Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Савельева П.Ю. Геологическая история и рельеф северо-западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 988–1003.
2. Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Поснеева Е.В. Неотектоническая структура Салаира (юг Западной Сибири) и ее соотношение с докайнозойской системой разломов // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 1. С. 3–19.
3. Вдовин В.В. Основные этапы развития рельефа: История развития рельефа Сибири и Дальнего востока. Т. 10. М.: Наука, 1976. 270 с.
4. Беляев В.И., Нечаев В. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 200 000 (издание второе). Серия Кузбасская. Лист N-45-VII (Тогучин): объяснительная записка. Новосибирск, 2015. 275 с.

**А.Н. Журавлёв¹, А.А. Третьяков¹, Н.А. Каныгина¹,
К.А. Третьякова²**

Докембрийские комплексы Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан)

Вулканогенно-осадочные толщи кислого состава являются характерным элементом строения большинства докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Изотопно-геохронологические данные указывают на их формирование в позднем докембрии в интервале от ~1200 до ~750 млн лет. Вулканиды позднего мезо-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

протерозоя и раннего неопротерозоя (~1200–915 млн лет) распространены в Северном и Центральном Казахстане, а также на Северном Тянь-Шане, где вместе с комагматичными гранитоидами и кварцито-сланцевыми толщами участвуют в строении террейнов Исседонской группы (Кокчетавский, Ерементау-Ниязский, Актау-Илийский, Иссык-Кульский и Китайского Центрального Тянь-Шаня) [10]. Изотопно-геохимические характеристики, ассоциация со зрелыми осадочными последовательностями позволяют связывать формирование вулканогенных толщ и гранитоидов с несколькими этапами рифтогенного магматизма в пределах мезо- и неопротерозойской пассивной континентальной окраины [11, 12].

Более молодые кислые вулканогенно-осадочные толщи тонийского возраста (~850–750 млн лет) принимают участие в строении террейнов Улутау-Моюнкумской группы (Улутауский, Чуйско-Кендыктасский, Жельтавский, Срединного Тянь-Шаня, Малого Каратау и Таласского Алатау) запада Центрального Казахстана, юго-западного Казахстана и Срединного Тянь-Шаня. Вместе с анорогенными гранитоидами они образуют вулканоплутонические ассоциации, а также могут участвовать в строении дифференцированных и бимодальных вулканических серий, в разрезе которых чередуются с терригенными и хемогенными образованиями, представленными известняками, микрокварцитами и железистыми кварцитами. Полученные в последние годы данные свидетельствуют об их формировании в разных сегментах позднедокембрийской активной континентальной окраины [6, 7, 9].

До сих пор слабо изученными остаются сравнительно небольшие докембрийские блоки в западной части Центрально-Азиатского пояса, в пределах которых стратиграфическое расчленение толщ проведено в 70-е годы XX века. В Центральном Казахстане, на фоне хорошо изученных в последние годы Улутауского и Актау-Моинтинского террейнов, отдельные выходы докембрийских комплексов ранее выделялись и в пределах Сарысу-Тенизского водораздела [2, 8]. Наиболее крупным является блок, расположенный в бассейнах рек Байсай–Сырыбулак, сложенный разнообразными вулканогенно-осадочными толщами, возраст которых принимался в широком диапазоне от раннего до позднего протерозоя, а стратиграфическое расчленение предлагало выделение трех серий (аралбайской, майтюбинской и боздакской) по аналогии с расположенным западнее Улутауским террейном [1, 8].

Наиболее распространёнными здесь являются породы майтюбинской серии, слагающие западную часть участка (район р. Байсай). Основание разреза сложено мощной толщей рассланцованных эффузивов и туфов среднего и кислого состава, переслаивающихся с хлорит-серицит-полевошпатовыми сланцами, которые вверх по разрезу сменяются вулканогенно-осадочными породами с преобладанием разностей основного

состава. Завершается разрез толщей эффузивов кислого состава, в основании которых залегают валунные и крупногалечные туфоконгломераты. Мощность майтюбинской серии достигает 1600 м.

Для аксессуарных цирконов из туфов андезитового состава, залегающих в низах разреза, и из риолитов верхней части разреза вулканогенно-осадочной толщи были получены оценки возраста 798 ± 4 и 797 ± 5 млн лет, соответственно.

Более высокое положение в разрезе занимают вулканогенно-осадочные толщи боздакской серии, распространённые в центральной части докембрийского блока (урочище Кожамсеит). Нижняя часть ее разреза сложена чередованием эффузивов, туфов основного и кислого состава, которые с конгломератами в основании перекрывают кислые вулканиты майтюбинской серии. Верхи разреза образованы серицитовыми и кварц-серицитовыми сланцами, чередующимися с мраморизованными известняками, содержащими в основании два горизонта железистых кварцитов. Мощность боздакской серии 1280 м.

Для аксессуарных цирконов из трахириолитов в нижней части разреза была получена оценка возраста 718 ± 5 млн лет.

Эффузивы майтюбинской серии по содержаниям SiO_2 и сумме $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ объединяют породы от пикробазальтов до риолитов. Вариации содержаний MgO (5.7–10.6 мас.%) в базальтах, а также положительные корреляции с Ni, Cr, Ti отражают фракционирование оливина и клинопироксена, а положительные корреляции $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ с Mg\# указывают на накопление плагиоклаза. При этом снижение концентраций MgO , CaO, Ni, Co, V при росте SiO_2 до ~70 мас.%, и положительная корреляция Du и Eг указывает на фракционирование амфибола на более поздних стадиях. Перечисленные особенности позволяют отнести данные породы к производным одного исходного расплава и рассматривать их в качестве дифференцированной базальт-андезит-риолитовой серии, наиболее типичной для обстановок конвергентного магматизма. Надсубдукционное происхождение подтверждается и характером распределения редких и редкоземельных элементов в крайних членах серии, типичным для островодужных базальтов и гранитоидов.

Породы боздакской серии, напротив, обладают признаками рифтогенного происхождения. На это указывает бимодальный состав эффузивов и геохимические особенности наиболее примитивных разностей базальтов, отличающихся высокими содержаниями TiO_2 (2–2.4 мас.%) и характером распределения РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n$ 3.4, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ 2.4) подобным базальтам E-MORB.

Таким образом, формирование вулканогенно-осадочных толщ Сарысу-Тенизского водораздела происходило в позднем докембрии и было связано с этапом надсубдукционного магматизма во второй половине тонийского

периода (~798 млн лет), который сменился рифтогенным магматизмом в начале криогенийского периода (~718 млн лет).

Близкие по возрасту и составу вулканогенно-осадочные толщи участвуют в строении восточной части (Карсакапайская зона) расположенного западнее Улутауского террейна и формировались во фронтальной области позднедокембрийской активной континентальной окраины. Распространенные здесь надсубдукционные дифференцированные базальт-андезит-риолитовые ассоциации формировались в интервале ~840–760 млн лет и сменились рифтогенными базальт-риолитовыми железорудными сериями, начиная с ~747 млн лет. Подобная эволюция магматизма может свидетельствовать об изменении конвергентного режима развития активной окраины на трансформный [7].

Полученные данные позволяют рассматривать вулканогенно-осадочные толщи Сарысу-Тенизского водораздела в качестве фрагментов структурно-вещественных комплексов, сформированных в пределах фронтальной области позднедокембрийской континентальной окраины. Наиболее вероятным продолжением данных структурно-вещественных комплексов является Чуйский блок (юго-западный Казахстан), в строении которого вулканогенно-осадочные докембрийские образования представлены жаонтобинской свитой, условно отнесённой к нижнему протерозою. Эффузивы этой свиты характеризуются отчетливым бимодальным строением, с преобладанием высоко T_i базальтов и риолитов, и сопровождаются несколькими горизонтами железистых кварцитов и сланцев [3, 4].

Работа выполнена в рамках темы FMMG-2023-0009 госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Гранкин М.С., Евсеенко Р.Д. и др. Геологическая карта Казахской ССР масштаба 1:500 000, серия Центрально-Казахстанская. Отчет по теме № 530. ЦКПГО, Центральная ПСЭ, 1991.

2. Кропоткин П.Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Труды ИГН. 1950. Вып. 108. Сер. геол. № 36. С. 1–64.

3. Розанов С.Б. Спилитовая джеспилитоносная формация раннего протерозоя Казахстана // Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М., 1976. Т. 11. С. 11–178.

4. Розанов С.Б., Филатова Л.И., Хераскова Т.Н. К геологии толщ докембрия – нижнего палеозоя окрестностей горы Жоантобе (Восточная Бетпақдала) // Изв. АН КазССР. Серия геол. 1974. № 6. С. 31–39.

5. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная

вулcano-плутоническая ассоциация Актау-Моинтинского сиалического массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 26–49.

6. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Ковач В.П., Федоров Б.В. Позднедокембрийские риолит-гранитные вулcano-плутонические ассоциации Южного Улуту (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2022. № 4. С. 3–34.

7. Третьяков А.А., Журавлев А.Н., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Скузоватов С.Ю., Федоров Б.В. Неoproтерозойские вулcanoгенно-осадочные и плутонические комплексы Северного Улуту (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2024. № 3. С. 3–29.

8. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.

9. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. V. 119. P. 313–340.

10. Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Kovach V.P. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

11. Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Skuzovатов S.Y., Pang K.-N., Wang K.-L., Lee H.-Y. Late Mesoproterozoic–early neoproterozoic quartzite–schist sequences of the Aktau–Mointy terrane (Central Kazakhstan): provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // Precambrian Research. 2021. V. 354. P. 106040.

12. Kanygina N., Tretyakov A., Alexeiev D., Degtyarev K., Skoblenko A., Soloshenko N., Ermolaev B. Early Neoproterozoic granite-gneisses of the Junggar Alatau (Southeastern Kazakhstan): age, petrogenesis and tectonic implications // Acta Geologica Sinica. 2024. V. 98. N 1. P. 67–82.

Позднеплиоценовое–четвертичное (<2.7 млн лет) осадконакопление в Евразийском бассейне на примере интерпретации сейсмического профиля ARC1407A

Северный Ледовитый океан (СЛО) включает в себя два глубоководных бассейна – Американо-Арктический и Евразийский, разделенные хребтом Ломоносова. По мнению большинства геологов и геофизиков, Евразийский бассейн (ЕБ) сформировался в кайнозойское время в результате раздвижения Северо-Американской (включая хребет Ломоносова) и Евразийской плит [1].

Отличительной особенностью ЕБ является наличие мощного осадочного чехла не только в глубоководных впадинах [4, 9], но и в пределах центральной и восточной частей рифтовой долины хребта Гаккеля вплоть до его сочленения с рифтовой системой моря Лаптевых [6, 9].

Значительную часть осадочного чехла (30–60% от общей мощности) в западной и центральной частях участков котловины Нансена, примыкающих к северной окраине Баренцева моря, и в восточной части котловины северной части Норвежско-Гренландского бассейна, примыкающей к западной окраине Баренцева моря, составляют гляцио-морские отложения позднеплиоценового–четвертичного возраста <2.7 млн лет [2, 3, 5]. Данные отложения вскрыты скважинами бурения, расположенными на западной континентальной окраине Баренцева моря, в пределах северной части Норвежско-Гренландского бассейна и на плато Ермака, что позволило выполнить их стратиграфическую и сейсмостратиграфическую привязки [3, 5, 7].

Сейсмический профиль ARC1407A, пересекающий хребет Гаккеля в центральной части, фиксирует наличие мощной осадочной оболочки в рифтовой долине. Классический способ сейсмостратиграфической привязки осадочного чехла в спрединговых бассейнах заключается в принципе невозможности формирования осадков более древнего возраста, чем подстилающая их океаническая кора. Отсутствие современных данных по аномальному магнитному полю не позволяет применять традиционные способы определения возраста океанической коры путем идентификации линейных магнитных аномалий.

Единственным способом корреляции остаются теоретические расчеты возраста океанической коры. В настоящем исследовании выполнены

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² ВНИГНИ, Москва, Россия

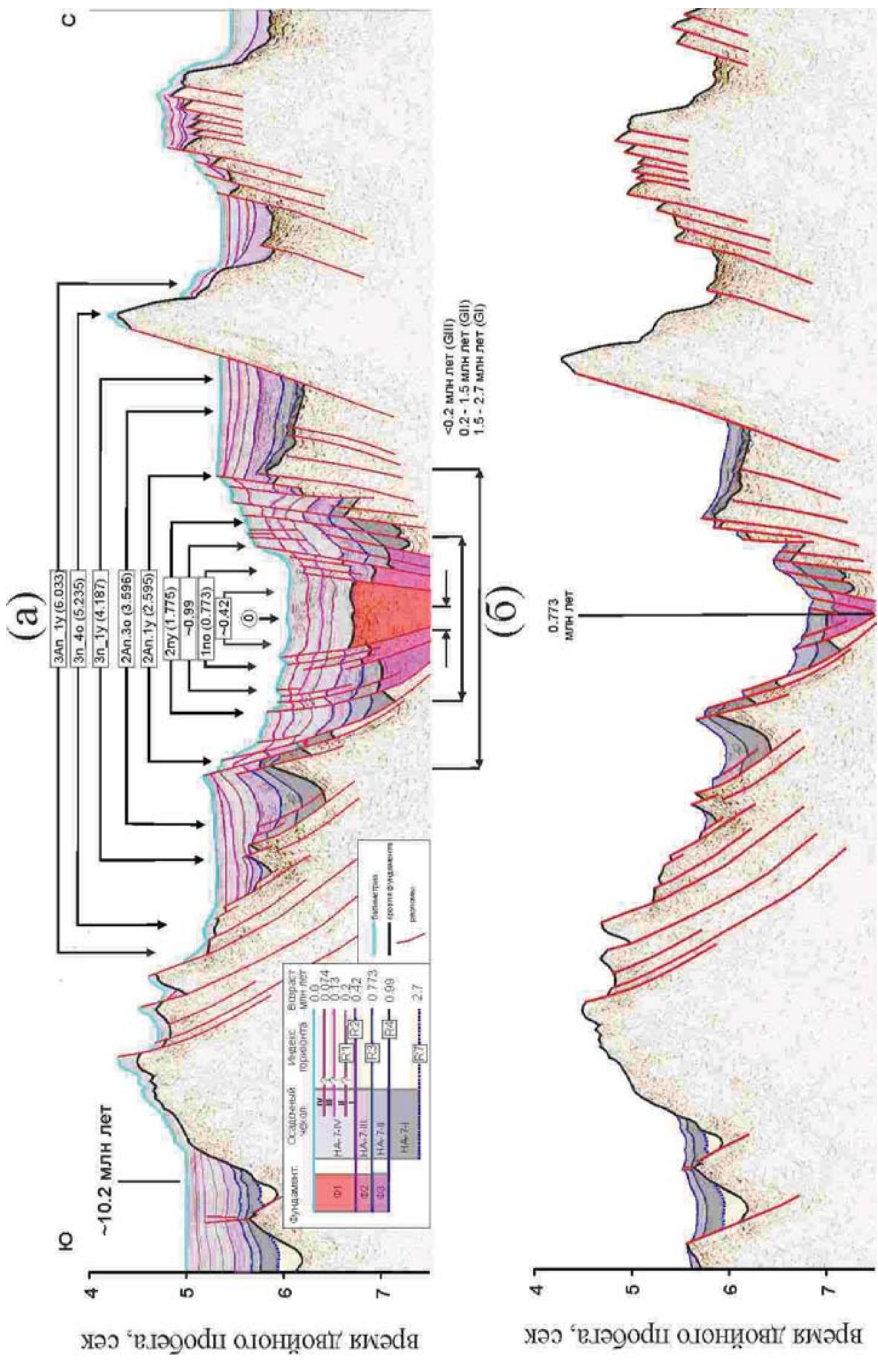


Рис. 1. Сейсмостратиграфическая интерпретация временного сейсмического разреза вдоль линии профиля ARC1407A:

← а) центральная часть разреза в области пересечения хребта Гаккеля и б) реконструкция центральной части разреза для теоретического возраста океанической коры ~ 0.773 млн лет

расчеты теоретического положения осей линейных аномалий (ТЛМА), основанные на положении полюсов вращения Северо-Американской и Евразийской плит и углов раскрытия из работы [8]. Положения современного центра спрединга, относительно которого проведены расчеты, заимствовано из работы [2], в которой установлено локальное поднятия в центре рифтовой долины, которое, по характеру сейсмической записи, может отождествляться с неовулканом.

Сейсмостратиграфическая привязка центральной части сейсмического профиля ARC1407A представлена на рис. 1а. Над сейсмическим разрезом вынесено положение ТЛМА и соответствующий им возраст. Для удобства сопоставления общая индексация толщ унаследована из работы [2].

Если привязываться к результатам сейсмостратиграфической привязки гляцио-морских отложений северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна, то возраст части выделяемых ОГ в пределах рифтовой долины хребта Гаккеля совпадает с границами R1 (~0.2 млн лет), R2 (~0.42 млн лет), R3 (~0.773 млн лет) и R4 (~0.99 млн лет), поэтому осадочные субтолщи, ограниченные данными ОГ нами индексированы, как НА-7-I, НА-7-II, НА-7-III, НА-7-IV (НА – котловины Нансена, 7 – уровень толщи согласно [2], I – индексация субтолщи).

По результатам геолого-геофизических исследований установлено, что максимальное поступление гляцио-морских отложений в северо-восточную часть Норвежско-Гренландского бассейна осуществлялось через Медвежинский трог. Сейсмический профиль ARC1407A начинается на континентальной окраине между желобом Св. Анны и расположенным несколько восточнее желобом Воронина. По своей «масштабности» желоб Св. Анны незначительно уступает Медвежинскому трогу, о чем свидетельствует его большая площадь в пределах изобаты 500 м, а желоб Воронина сравним с желобом Франц-Виктории, расположенным западнее архипелага Земля Франца-Иосифа. Как и Медвежинский трог в период позднелигоценного–четвертичного этапа желоб Св. Анны служил основной «транспортной артерией» поступления гляцио-морских отложений в котловину Нансена, что подтверждается существованием напротив него протяженной системы подводных каньонов, продолжающейся вплоть до пририфтовых гор хребта Гаккеля.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

Значительные мощности осадочного чехла в восточной части котловины Нансена являются гляцио-морскими отложениями, сформированными с конца позднего плиоцена.

Интерпретация временного разреза сейсмического профиля ARC1407A допускает возможность использования схемы сеймостратиграфической привязки, ранее разработанной для западной части Баренцева моря и северо-восточной части прилегающего глубоководного бассейна.

В центральной части котловины Нансена поступление гляцио-морских отложений происходило одновременно из двух близко расположенных желобов – Св. Анны и Воронина.

Работа выполнена на средства проекта Российского научного фонда № 24-17-00097 «Атлантико-Арктическая рифтовая система: сегментация, эволюция, структурообразование и современная геодинамика», руководитель – Соколов С.Ю.

Литература

1. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.

2. Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Соловьев А.В. Эволюция Евразийского бассейна в дочетвертичное время: результаты интерпретации сейсмического профиля ARC1407A // Геотектоника. 2023. № 6.

3. Alexandropoulou N., Winsborrow M., Andreassen K., Plaza-Faverola A., Dessandier P.-A., Mattingsdal R., Baeten N., Knies J. A Continuous seismostratigraphic framework for the Western Svalbard–Barents Sea margin over the last 2.7 Ma: Implications for the Late Cenozoic glacial history of the Svalbard–Barents Sea ice sheet // *Front. Earth Sci.* 2021. V. 9: 656732. [https://doi:10.3389/feart.2021.656732](https://doi.org/10.3389/feart.2021.656732)

4. Engen Ø., Gjengedal J.A., Faleide J.I., Kristoffersen Y., Eldholm O. Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2009. V.176. P.805–821.

5. Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A., Vanneste K. Late Cenozoic evolution of the Western Barents Sea–Svalbard continental margin // *Global and Planetary Change.* 1996. V. 12. N. 1-4. P. 53–74. [https://doi:10.1016/0921-8181\(95\)00012-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00012-7)

6. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. Is. 2. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2003GL018352>

7. Knies J., Matthiessen J., Vogt C., Laberg J.S., Hjelstuen B.O., Smelror M., Larsen E., Andreassen K., Eidvin T., Vorren T.O. The Plio-Pleistocene glaciation of

the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy // *Quaternary Sci. Rev.* 2009. V. 28. N. 9. P. 812–829.

8. *Merkouriev S., DeMets C.* High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia–North America plate motion // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 198. P. 366–384.

9. *Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics.* 2018. V. 746. P. 64–82.

В.Г. Захаров¹

Районы оппозиций природных процессов на трассе Севморпути в арктических водах области Атлантико-Арктической рифтовой системы (ААРС)

В работе [Захаров, 2024] рассмотрены характеристики ряда арктических оппозиций: климатической, ледовой, циркуляционной, гравитационной (во взаимосвязи с поверхностными течениями и циркуляцией вод). Эти характеристики широко распространены в Северной Атлантике и в морях трассы Севморпути. В данной статье районы указанных арктических оппозиций анализируются с учётом особенностей своего расположения относительно северной части Атлантико-Арктической рифтовой системы (ААРС).

Район 1 располагается в акваториях морей Сибирских арктических вод (САВ – от Карского до Восточно-Сибирского) (рис. 1). Почти в центре района (от полюса к берегам Сибири и далее) проходит Срединно-Атлантический хребет (САХ). Это отличительная черта указанного района. В акваториях района наиболее чётко проявляются циркуляционная и ледовая оппозиции.

Район 2. Охватывает Гренландское, Норвежское, Баренцево моря, а также прибрежные участки Гренландии и Скандинавии. Район почти по центру пересекается Срединно-Атлантическим хребтом (САХ). Главное отличие района 2 – пересечение его крупным демаркационным разломом от Гренландии до Скандинавии (побережье Норвежского моря). Характерная черта указанного района – проявление оппозиции в колебаниях края (контрфазность) горных и покровных ледников [4].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Краткая характеристика Атлантико-Арктической рифтовой системы (ААРС).

ААРС (рис. 1) представляет собой крупнейшую структуру этого типа суммарной длиной не менее 18 тыс км, включающую Срединно-Атлантический хребет (САХ) и хребет Гаккеля (1). Структура является

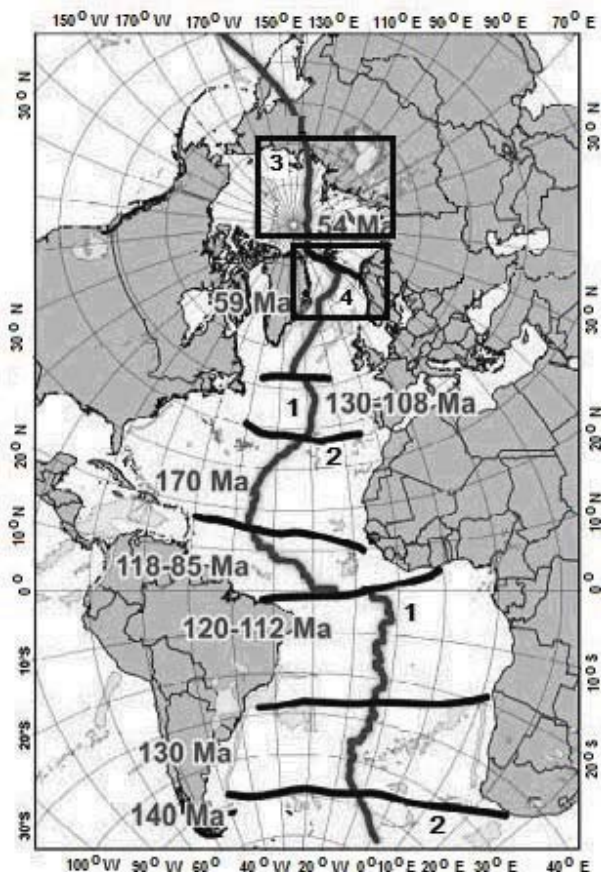


Рис. 1. Расположение районов проявления оппозиций природных процессов на трассе Севморпути относительно северной части рифтовой системы (ААРС).

1 – Срединно-Атлантический хребет (САХ) рифтовой системы (ААРС); 2 – демаркационные разломы, сегментирующие ААРС на блоки с разным возрастом начала спрединга (возраст указан цифрами); 3 – первый район оппозиций; 4 – второй район оппозиций

осью раскрытия Евразийского арктического бассейна. Эта дивергентная структура сегментирована крупными демаркационными разломами (2). Возраст начала спрединговых процессов в разных сегментах ААРС колеблется от 170 млн лет в центральном, 59 млн лет в северном до 54 млн лет в Арктическом.

Особенности проявления климатической оппозиции в Северной полярной области

В практическом отношении климатическая оппозиция состоит, в том, что благоприятные условия ледовых проводок в западном районе арктического океана и в Сибирских арктических водах часто сопровождаются тяжелыми условиями в восточном и, наоборот. Крайне редко благоприятные условия плавания отмечаются сразу на всей трассе Севморпути.

Районами наиболее активной оппозиции являются, с одной стороны, северная часть Баренцева моря, с другой – Чукотское море. Анализ материалов многолетних гидрометеорологических наблюдений показывает, что тенденция к оппозиции в этих районах прослеживается на всех стадиях современных колебаний климата Арктики. Так, потепление Арктики в 20–30-е годы XX столетия охватило не всю Арктику, а получило наибольшее развитие в атлантическом секторе и сопровождалось значительным уменьшением ледовитости и смещением к северу ареалов флоры и фауны. В это же время в тихоокеанском секторе изменения в климатической системе носили противоположный характер, хотя были значительно менее интенсивны. В 1940-х годах произошла смена фаз колебаний: на западе стало развиваться похолодание, на востоке – потепление [2].

Внешнее гравитационное поле Земли и циркуляция вод Северного ледовитого океана (СЛО)

Гравитационное поле бассейна Северного ледовитого океана согласно [6] разделяется на четыре сектора.

Сектор СЛО между меридианами 0–90° в.д. характеризуется переменным гравитационным полем очаговой структуры. Это район Северной Атлантики, Норвежское, Гренландское и Баренцево моря с прилегающим сектором центральной части Арктического бассейна и Карским морем. Вдоль границы сектора 90–180° в.д. (между меридианами 170–180° в.д.) проходит Трансарктическое течение, направленное из района о. Врангеля к полюсу и далее к проливу Фрама.

Локализация Трансарктического течения определяется характером гравитационного поля к западу и востоку от него. Западнее меридиана

170° в.д. и самого течения располагается обширная область отрицательных аномалий силы тяжести с преобладающей циклонической циркуляцией вод. Восточнее меридиана 180° и направления Трансарктического течения гравитационное поле характеризуется в основном положительными аномалиями силы тяжести и антициклонической циркуляцией вод. Сами же области отрицательных и положительных гравитационных аномалий западнее и восточнее Трансарктического течения находятся в состоянии хорошо выраженной оппозиции по отношению к нему (рис. 1).

Сектор СЛО от 0 до 90° з.д. занимает значительно меньшую площадь и представляет собой малоградиентное поле с преобладанием незначительных положительных аномалий силы тяжести.

Сектор СЛО от 90 до 180° в.д. имеет преимущественно отрицательные аномалии силы тяжести. Область в центре этого района характеризуется наибольшим значением отрицательной аномалии (-110 мгал) и располагается внутри крупной циклонической системы циркуляции.

Сектор СЛО от 170° в. д. до 90° з.д. характеризуется преимущественно положительными аномалиями силы тяжести, на фоне которых располагаются небольшие области отрицательных аномалий. Это район Канадской котловины, в которой осуществляется антициклоническая циркуляция вод.

Особенности проявления ледовой оппозиции на трассе Севморпути

Моря к северу от побережья Сибири – Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское – область особых интересов России в Арктике. Здесь проходит Северный морской путь – главная транспортная артерия, связывающая северную окраину страны с ее европейскими и развивающимися дальневосточными портами.

Главной особенностью изменений ледовых условий в Сибирских арктических водах и на трассе Северного морского пути является оппозиция в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей, доминирующая в 72% известных случаев [1].

Основные этапы сезонных изменений ледовых условий в морях сибирских арктических вод

С ноября по май моря САВ покрыты практически сплошным льдом толщиной до 2 м (конец зимы). Около четверти площади морей ($0.625 \text{ км}^2 \times 10^6$) занято припаем [1].

Местами кромка припая уходит в море на сотни километров, где распространены дрейфующие льды. При отжимных ветрах эти льды отступают от кромки, образуя заприпайные полыньи. В ряде районов зимний ветровой режим создаёт условия, когда заприпайные полыньи существуют стационарно (например, Новосибирская полынья).

Однолетние льды – распространены на большей части САВ.

Многолетние льды – постоянно присутствуют лишь в Восточно-Сибирском море, занимая в среднем до 20% площади с максимумами в отдельные годы.

Признаки разрушения льда у кромки появляются в мае.

Процесс очищения заметен со второй половины июня (продолжается около трёх месяцев).

Новое лёдообразование среди остаточных льдов на севере морей начинается во второй половине сентября.

Интенсивное распространение на чистую воду – в конце сентября – начале октября.

Становление сплошного льда (от Новой Земли до Берингова пролива) завершается к началу ноября. [1].

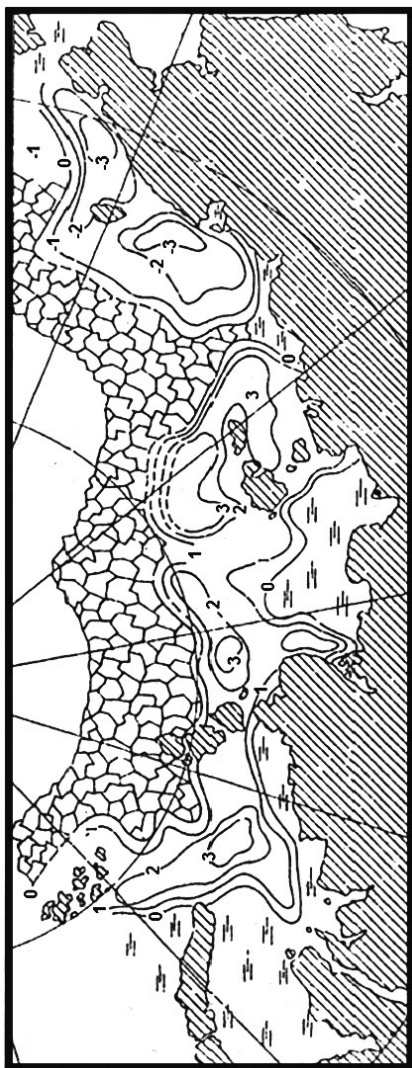
Особенности изменений ледовых условий на трассе Северного морского пути

Наиболее важные особенности в изменении ледовых условий на трассе Севморпути отражают рис. 1 и 2. Эти особенности состоят в следующем: 1) ледовитость САВ от года к году испытывает значительные колебания с отчётливо выраженной группировкой лет по тяжести ледовых условий), рис. 1; 2) ход ледовитости в основном остаётся неизменным в течение всего летнего сезона; 3) многолетний минимум ледовитости с 1932 по 1991 гг. пришёлся на конец 1930 – начало 1940-х гг.; 4) амплитуда колебаний ледовитости в САВ убывает в восточном направлении и к западу от Новой Земли. Отметим хорошую согласованность хода годовых и сентябрьских изменений.

Главной особенностью изменений ледовых условий в Сибирских арктических водах и на трассе Северного морского пути является оппозиция в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей. В 72% случаев колебаниям ледовитости в Карском море соответствуют противоположные по знаку вариации её в Восточно-Сибирском. В 28% случаев изменения ледовитости имели в этих морях один и тот же знак. Однозначные изменения ледовитости на всём Северном морском пути крайне редки [1].

Оппозиция достаточно чётко выражена в климатических и межгодовых изменениях льдов В 72% случаев росту и падению ледовитости в Кар-

Рис. 2. Изменение сплочённости льдов сибирского побережья от десятилетия 1946–1955 гг. к десятилетию 1955–1960 гг. в первой декаде сентября, баллы [1]



ском море соответствуют противоположные по знаку изменения её в Восточно-Сибирском. Лишь в 28% случаев изменения ледовитости от года к году имели в этих морях один и тот же знак. Отчётливая оппозиция в ходе ледовитости между западными и восточными арктическими морями позволяет говорить о том, что периодам ухудшения ледовых условий на западном участке соответствует обратная картина на восточном. Однозначные изменения ледовитости на всём Севморпути крайне редки [1].

Ледовая оппозиция Карского и Восточно-Сибирского морей, как важный арктический фактор, наиболее полно была изучена в 1990-е и 2000-е гг. [1, 3].

Указанные данные согласуются с результатами нашего анализа ежедневной смены элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) для 1941–1945 гг., выбранных из Календаря последовательной смены ЭЦМ Северного полушария [2].

Рассмотрение динамических схем ЭЦМ периодов ледовых проводок по Севморпути позволило выявить оппозицию также и в характере циркуляции атмосферы над Карским и Восточно-Сибирским морями (прорывы циклонов, или холодные арктические вторжения).

Заключение

Рассмотрение глобальных атмосферных и ледовых условий в годы указанных экспедиций проводилось на основе Классификаций элемен-

тарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) Северного полушария [2] и полей дрейфа льдов в Арктическом бассейне [5].

Выделены группы ЭЦМ, при которых удавалось осуществление сквозных плаваний судов по всей трассе Севморпути. Были также выявлены ЭЦМ при длительных плаваниях судов в тяжёлых льдах с вынужденными зимовками. Чаще всего это обуславливалось проявлением оппозиции в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей (до 71–80% случаев в ходе рассмотренных ледовых операций).

Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2019-0076 «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами».

Литература

1. *Визе В.Ю.* Гидрологический очерк моря Лаптевых и Восточно-Сибирского // Материалы Комиссии по изучению Якутской АССР. Вып. 5. Л.: Изд-во АН СССР, 1926. 86 с.

2. *Воскресенский А.И., Любарский Л.Н., Петров Л.С.* О климатической оппозиции в Арктике. // Особенности структуры атмосферы полярных районов. Л. Гидрометеоздат: Том 370. 1981. С. 131–138.

3. *Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб: Гидрометиздат, 1996. 213 с.

4. *Захаров В.Г.* Особенности колебаний ледников Приатлантической Арктики (конец XIX – XXI вв.) // Сложные системы. 2014. № 4 (13). С. 33–45.

5. *Захаров В.Г., Кононова Н.К.* Связь дрейфа льдов в Арктике в XX–XXI веков с циркуляцией атмосферы // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тезисы докладов XV Всероссийской научной конференции с международным участием. Мурманский морской биологический институт Российской академии наук, 2020. С. 34–36.

6. *Рудяев Ф.Н., Бензема В.Ю.* Внешнее гравитационное поле Земли и циркуляция вод Северного ледовитого океана // Долгопериодные изменения гидрометеорологических полей в полярных областях. Т. 371. Л. Гидрометеоздат, 1983. С. 78–95.

Влияние дискретной эклогитизации на стиль субдукции на разных этапах истории Земли: результаты численного моделирования

Введение

В современных зонах субдукции выявляется разнообразная морфология погружающихся плит. Геометрия слэбов определяется многочисленными параметрами, среди которых можно выделить скорости и направления движения сходящихся плит, толщину литосферы и эклогитизацию магматических пород субдуцирующей океанической коры. При рассмотрении особенностей субдукции в разные геологические эпохи важное значение должно иметь также термальное состояние мантии, которая на более ранних этапах развития Земли была существенно «горячее». Значительное влияние на характер субдукции оказывает разная кинетическая задержка эклогитизации в слоях океанической коры: в сухих габброидах она значительно больше, чем в гидратированных базальтах [2, 5] (дискретная эклогитизация).

В настоящей работе приводятся результаты численного геодинамического моделирования, показывающие влияние многочисленных параметров дискретной эклогитизации на стиль субдукции в обстановке активной окраины на разных этапах истории Земли.

Метод

При петролого-термомеханическом моделировании использовался расчетный код I2VIS [1], основанный на методе конечных разностей на недеформируемой разнесенной эйлеровой сетке с использованием метода лагранжевых маркеров в ячейке. Решаются уравнения сохранения момента, массы и энергии в движущейся среде с учетом сил плавучести, связанных с тепловыми и химическими неоднородностями, тепловых эффектов адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Учитывается влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление,

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

² Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия

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

миграция флюидов и расплавов и формирование континентальной коры. В моделях задается реалистичная вязко-пластическая реология пород. Для описания литологической структуры модели используются маркеры. Депплетирование мантии рассчитывается в соответствии с параметризованными условиями частичного плавления перидотита [3, 4].

Моделировалась субдукция в зоне перехода океан–континент, в которой участвуют океаническая и континентальная литосферные плиты. Мощности коры, степень деплетирования и плотность мантии менялись в океанической плите в зависимости от потенциальной температуры мантии $T_p = 1300\text{--}1550\text{ }^\circ\text{C}$, т.е. выше современной на $\Delta T = T - T_{\text{совр}} = 0\text{--}250\text{ }^\circ\text{C}$, что соответствует времени от неогархея до кайнозоя. Континентальная кора задавалась мощностью 40 км.

Нами протестирован широкий набор вариантов температурных диапазонов прохождения эколгитового преобразования:

- I. $T_{b1} = T_{g2} = 400\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{g1} = T_{g2} = 600\text{ }^\circ\text{C}$ (без дискретной эколгитизации, но с учетом кинетики перехода, как в наших предыдущих работах [3, 4]);
- II. $T_{b1} = 450\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 450\text{ }^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 600\text{ }^\circ\text{C}$ (т.е. без учета кинетики);
- III. $T_{b1} = 450\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 500\text{ }^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 650\text{ }^\circ\text{C}$;
- IV. $T_{b1} = 450\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 550\text{ }^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 700\text{ }^\circ\text{C}$;
- V. $T_{b1} = 450\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 600\text{ }^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 750\text{ }^\circ\text{C}$;
- VI. $T_{b1} = 450\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650\text{ }^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800\text{ }^\circ\text{C}$ (параметры референтной модели);
- VII. $T_{b1} = 450\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650\text{ }^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 800\text{ }^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 1000\text{ }^\circ\text{C}$ (гипотетический вариант с завышенными температурами эколгитизации габбро).

Детальное описание метода приводится в работах [2, 5].

Для каждого из 7 вариантов диапазонов температур эколгитизации для сухих и водных базитов рассмотрено 4 варианта добавочной температуры мантии DT (0, 150, 200 и 250 $^\circ\text{C}$), 2 варианта скорости конвергенции v (5 и 10 см/год) и 2 варианта мощности континентальной литосферы H_L (80 и 150 км). Всего протестировано 112 моделей, развитие которых прослежено для периода около 20 млн лет.

Результаты моделирования

На основе результатов численных экспериментов выявлено три режима субдукции – крутой, пологий и переходный (рис. 1). Режим крутой субдукции осуществляется при современных условиях ($DT = 0\text{ }^\circ\text{C}$) при всех вариантах эколгитизации, он характеризуется увеличением угла слэба по мере погружения плиты, а над границей переходной зоны мантии

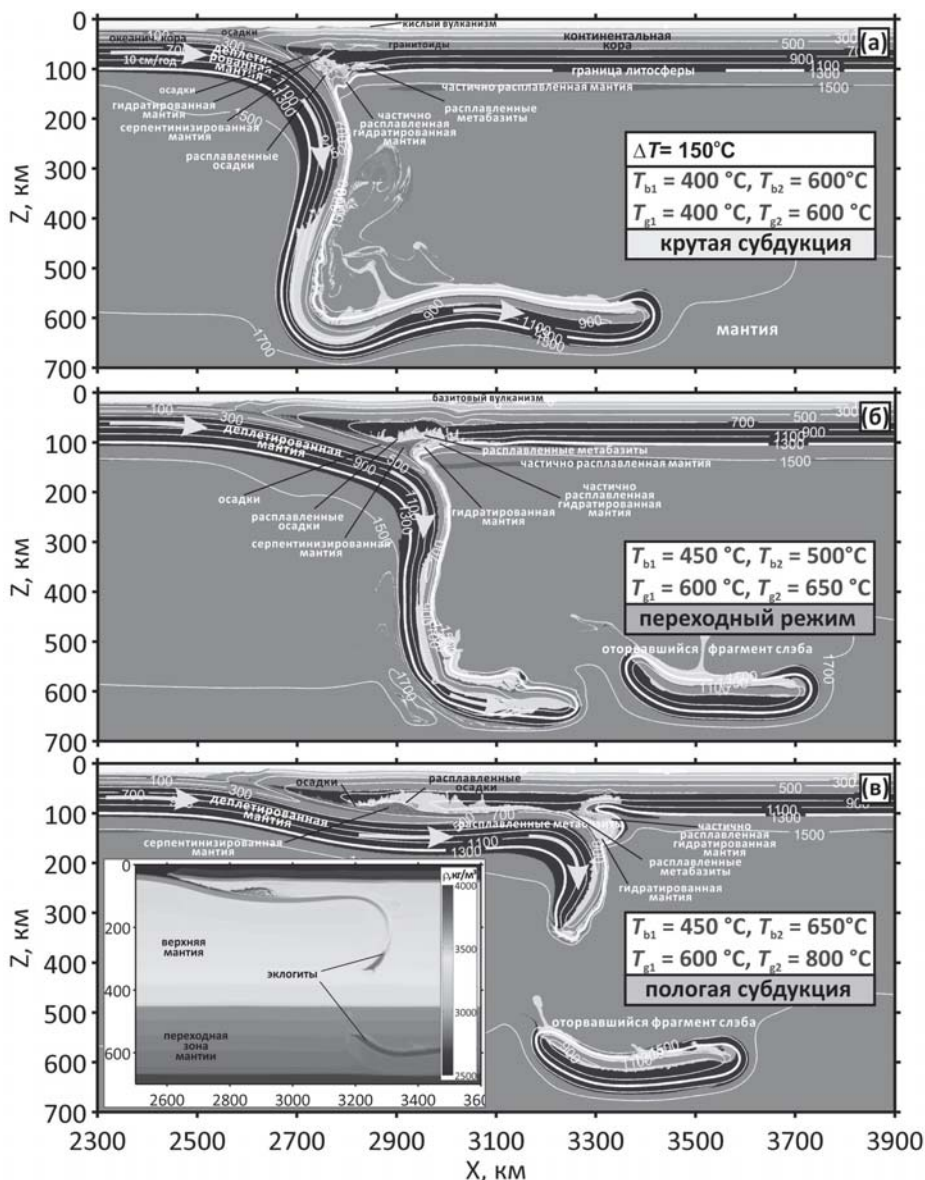


Рис. 1. Влияние параметров эклогитизации базитовой океанической коры на стиль субдукции на примере моделей с $\Delta T = 150^\circ\text{C}$, $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км. а – эклогитизации по варианту I (крутая субдукция, 13.3 млн лет), б – вариант III (переходный режим субдукции, 13.8 млн лет), в – вариант VI (пологая субдукция, 12.7 млн лет), на врезке – плотность (кг/м^3)

наблюдается выполаживание или подворачивание слэба. Субдукция сопровождается образованием кислых и основных вулканитов и их плутонических аналогов. При повышенных температурах мантии ($DT \geq 150$ °C) и дискретной эклогитизации в широком диапазоне реализуется режим пологой субдукции с периодическими отрывами его более крутой фронтальной утяжеленной (эклогитизированной) части. Он сопровождается значительной серпентинизацией мантийного клина и эпизодическим, весьма ограниченным по объему магматизмом (от основного до кислого), который происходит на значительном (500 и более км) удалении от желоба. При переходном режиме, который также реализуется в моделях с повышенной температурой мантии, происходит характерное изменение от пологой к крутой субдукции, в результате слэб приобретает ступенчатую форму. Увеличением кинетического сдвига эклогитизации способствует развитию более пологой субдукции. Увеличение мощности континентальной литосферы с 80 км до 150 км способствует реализации более крутых режимов субдукции, а влияние скорости конвергенции (5 или 10 см/год) выражено не очень явно.

Дискретная эклогитизация утолщенной океанической коры и деплетирование литосферной мантии в океанической плите являются основными факторами реализации пологих стилей субдукции [5]. В современных условиях их влияние становится несущественным в силу снижения толщины океанической коры и степени деплетированности океанической мантийной литосферы и, как следствие, более редкое пологое движение слэбов определяется другими факторами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 23-17-00066 с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова и рабочей станции в ИЭМ РАН, Черноголовка.

Литература

1. *Gerya T.V., Yuen D.A.* Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2003. V. 140. P. 293–318.
2. *Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Griffin W. L.* Flat subduction in the Early Earth: The key role of discrete eclogitization kinetics // *Gondwana Research*. 2023. V. 119. P. 186–203.
3. *Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W. L.* Depletion of the upper mantle by convergent tectonics in the Early Earth // *Scientific Reports*. 2021. V. 11, 21489.

4. *Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W. L.* Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // *Nature*. 2020. V. 586. P. 395–401.

5. *Zakharov V.S., Perchuk A.L., Gerya T.V., Eremin M.D.* Subduction Styles at Different Stages of Geological History of the Earth: Results of Numerical Petrological–Thermomechanical 2D Modeling // *Geotectonics*. 2024. V. 58, N. 4. P. 403–427.

М.Ю. Зубков¹

Связь тектоно-флюидогеодинимических процессов с нефтегазоносностью Западной Сибири

Продолжается противоборство двух существующих в настоящее время гипотез происхождения нафтидов: осадочно-миграционной, или органической, и неорганической, предполагающей ювенильное, то есть глубинное их происхождение. Несмотря на кажущуюся правильность первой из гипотез, существует ряд существенных моментов, не позволяющих достоверно объяснить, как сам процесс генерации нафтидов из исходного органического вещества (ОВ_{исх}), так и механизм эмиграции «первичной» микрокапельной нефти из нефтематеринских отложений в породы-коллекторы. Трудно себе представить, как из нефтематеринской породы микрокапля нефти может проникнуть через гидрофильную перекрывающую или подстилающую толщу, особенно если она представлена глинисто-алевритовыми отложениями, поровое пространство в которых заполнено остаточной водой. Относительная фазовая проницаемость нефти в таких породах равна нулю. Кроме того, даже если капелька нефти «доберется» до коллектора, например, песчаника, то на её пути возникнет пресловутый эффект Жамена, препятствующий её движению через межзерновые каналы, поверхность которых является гидрофильной.

Понятно, что без участия тектоно-флюидогеодинимических процессов (ТФП) трудно объяснить процесс генерации нафтидов и их эмиграции в породы-коллекторы с формированием углеводородных (УВ) залежей. Под флюидогеодинимическими процессами (ФП) будем понимать проникновение в фундамент и осадочный чехол Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ) глубинных флюидов, представленных жидкой (гидротермальные растворы) и газовой (преимущественно CO₂, CH₄, H₂ и др.) фазами.

¹ ООО «Западно Сибирский Геологический Центр», Тюмень, Россия

Собранные автором многочисленные факты свидетельствуют о том, что ТФП принимают самое непосредственное участие в формировании вторичных коллекторов как в доюрском комплексе, так и в осадочном чехле ЗСБ, а также активизируют процессы генерации нафтидов, их миграции и возникновения УВ залежей. Высокоэнталийные ювенильные флюиды (ВФ), проникая по тектоногенным трещинам в фундамент и осадочный чехол ЗСБ выщелачивают неустойчивые минералы, формируя дополнительную (вторичную) емкость, которая затем заполняется УВ. Ярким примером формирования таких вторичных коллекторов под воздействием ТФП являются гидротермальные силициты (ГС), которые образуются в кремнисто-карбонатных породах различного возраста вследствие выщелачивания кислыми ВФ карбонатных минералов (рис. 1). Карбонат-

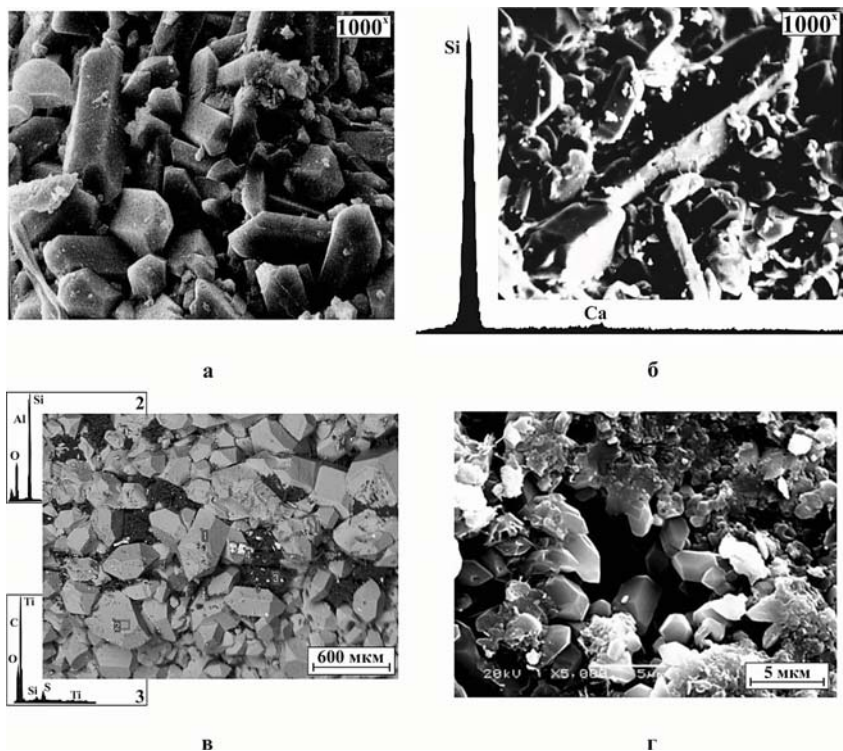


Рис. 1. Вторичные коллекторы (гидротермальные силициты), образовавшиеся в результате тектоно-гидротермального воздействия на кремнисто-карбонатные породы (кремнистые известняки):

a, б – доюрский комплекс, пласт D_3-C_1 , Северо-Варьёганское и Ханты-Мансийское месторождения; *в* – верхняя юра, пласт $Ю_1^0$, Ахтамарское месторождение; *г* – баженовская свита, Восточно-Салымское месторождение

ный материал полностью выносится во вмещающие породы, а первичный преимущественно биогенный кремнезем превращается в мелкокристаллический кварц (см. рис. 1). Пористость исходных кремнисто-карбонатных пород составляет порядка 0.5–1.5%, а образующихся по ним ГС достигает 25–30% и даже более, причем это происходит на глубинах до 3.5 км!

Ювенильные ВФ благодаря присутствующим в их составе кислым компонентам (HCl, HF, SO₃, CO₂ и др.) в первую очередь растворяют карбонаты, плагиоклазы, темноцветные (мафические) минералы. Вторичные (гидротермальные) минералы, образующиеся в этих условиях представлены преимущественно кварцем, каолинитом (диккитом), иллитом. По мере снижения температуры из растворов выделяются барит, ангидрит, апатит, сидерит, большое количество разнообразных сульфидов, главным из которых является пирит. С битумом, который образуется из ОВ_{нх} вследствие воздействия на него ВФ, часто ассоциируют редкоземельные, а также богатые радиоактивными элементами минералы (монацит, торит, циркон, настуран, торит и др.).

Исключительно важную информацию, позволяющую выделять участки, в пределах которых происходили ТФП, предоставляют данные сейсморазведки. На сейсмических разрезах явно выделяются участки разуплотнения (просадки), формирующиеся в результате роста поднятий (рис. 2а). Как показывают результаты тектонофизического моделирования над этими поднятиями формируются субвертикально ориентированные тектоногенные трещины, по которым становится возможной активная миграция ювенильных ВФ в осадочный чехол [1, 2]. Специальные методы обработки сейсмических данных позволяют увидеть на сейсмических разрезах не только формирующиеся над поднятиями зоны разуплотнения (просадки), но и участки, по которым ювенильные флюиды проникают в осадочный чехол, проявляющиеся нарушением регулярности и качества отражающих сейсмические сигналы границ (рис. 2б). Более того, используя результаты сейсморазведки 3D возможно построение композиций горизонтального и вертикального сечения волнового поля по материалам сейсморазведки 3D (рис. 2в). В отличие от ранее рассмотренных примеров сейсмических разрезов, на которых отображались результаты ТФП, происходивших под воздействием ВФ, приведенная композиция демонстрирует воздействие на сейсмические данные газообразных флюидов, представленных главным образом метаном. На этом рисунке прорыв газа сопровождается формированием структуры, обладающей своеобразной морфологией, напоминающей подземный «вулкан». Следующий важный момент при рассмотрении газонасыщенных осадочных толщ заключается в том, что газ, обладая очень низкой плотностью (примерно на порядок меньшей, чем пластовая вода) в соответствии с законом Архимеда давит на вышележащие осадки формируя подобно соляным куполам антикли-

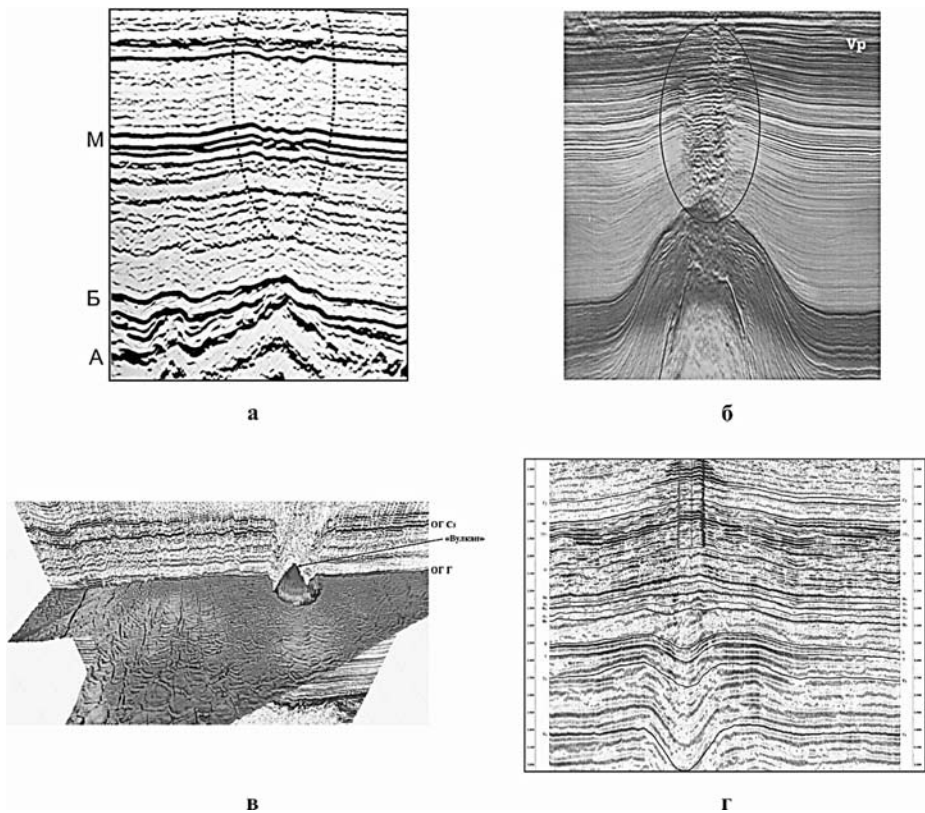


Рис. 2. Сейсмические разрезы, подтверждающие участие тектоно-флюидодинамических процессов в миграции углеводородов и формировании залежей: *a, б* – зоны разуплотнения (просадки), возникшие над поднятиями (Пальяновское месторождение (*a*) и центральная часть Северного моря (*б*)); *в* – композиция горизонтального и вертикального сечения волнового поля; *г* – фрагмент сейсмического разреза (Русановское месторождение) (по Бородкин и др., 2023)

нальную структуру (рис. 2г). В то же самое время объемная плотность газонасыщенных пород гораздо меньше, чем водонасыщенных, поэтому скорость распространения сейсмического сигнала в газонасыщенном столбе осадков заметно меньше, чем в водонасыщенных. Это приводит к тому, что временная «мощность» на сейсмических разрезах в участках, заполненных газом увеличивается, вследствие чего происходит инверсия отражающих горизонтов, то есть антиклинальные структуры вниз по разрезу изменяются на синклинальные (см. рис. 2г). Кроме того, в соответствии с упомянутым законом Архимеда в газонасыщенных участках

пород-коллекторов пластовое давление больше, чем в водонасыщенных, поэтому в них возникает аномально высокое пластовое давление (АВПД), что при бурении скважин может привести к аварии с выбросом газа и даже бурового оборудования.

Полученные данные свидетельствуют о том, что магматические тела различной формы и размеров, поднимающиеся из астеносферы, вызывают тектонические напряжения в коре и осадочном чехле, что приводит к их дроблению. По возникшим трещинам, в породы фундамента, а затем и в осадочный чехол проникают ВФ, выделившиеся из магматических тел вследствие снижения литостатического давления. Эти флюиды, взаимодействуя с поровыми водами пород фундамента и осадочного чехла образуют высокотемпературные гидротермальные растворы кислого состава. Образовавшиеся гидротермальные флюиды активно выщелачивают неустойчивые минералы, формируя дополнительную (вторичную) пористость, как в породах фундамента, так и осадочного чехла. Происходит возникновение новообразованных коллекторов даже в породах, не обладавших до этого коллекторскими свойствами, и/или заметное улучшение фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) исходных пород-коллекторов. Наряду с возникшей тектоногенной трещиноватостью, воздействие этих высокотемпературных флюидов на поровую воду вызывает флюидоразрыв пород, с возникновением дополнительных трещин, что также резко улучшает их ФЕС. Рассматриваемые флюиды оказывают активное воздействие не только на минеральную часть фундамента и осадочной толщи, но и на $ОВ_{исх}$, присутствующее в их составе, вызывая активную генерацию из него нафтидов. Кроме того, присутствующие в составе ювенильных флюидов H_2 , CH_4 и его гомологи, также принимают активное участие как в генерации УВ, так и формировании залежей и месторождений нефти и газа.

Литература

1. *Зубков М.Ю., Бондаренко П.М.* Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования // Геология нефти и газа. 1999. № 11-12. С. 31–40.
2. *Zubkov M. Yu.* Application of Experimental Tectonic Methods in Petroleum Geology on the examples of Deposits in Western Siberia // Geotectonics. 2019. 53 (3). P. 383–398.

Докембрийский сигнал в раннепалеозойских стратифицированных комплексах юга Тувинского сегмента ЦАСП

В северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в пределах юга Тувы широкое распространение имеют гранитные массивы, связанные с раннепалеозойскими островодужными комплексами Таннуольской и Хамсаринской тектонических структур. Возраст гранитоидов ограничен в интервале 534–447 млн лет, имея на различных возрастных рубежах свои особенности, обусловленные сменой геодинамических обстановок и составами исходных протолитов. Южнее в Озерной зоне Монголии выделяются немногочисленные комплексы плагиогранитов с возрастом 567–570 млн лет и широко представленные гранитоиды с возрастом 527–535, 519–524, 511–515 млн лет [1]. При этом в раннепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных последовательностях на юге Тувы распространены грубообломочные породы, в обломочной части которых преобладают валуны и гальки различных гранитоидов и вулканитов. В данном сообщении рассмотрим, продуктами разрушения каких плутонических и вулканических комплексов могли являться обломочные породы и связаны ли они с аккумуляционными бассейнами Таннуольской и Хамсаринской тектонических структур.

Изучены осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы юга Тувы, в составе которых присутствуют конгломераты различного генезиса. Sm–Nd-изотопное и геохронологическое изучение пород терегтигской, шурмакской и адырташской свиты показали, что при их формировании принимали породы нео-, палеопротерозоя и, реже, архея, находившиеся на эродируемой поверхности и/или в погребенном залегании, где были захвачены при подъеме магм при вулканической деятельности. Это указывает на формирование изучаемых свит в пределах блока земной коры с длительной историей развития.

Проведенные исследования показали, что вулканиты и граниты раннепалеозойских островодужных комплексов Таннуольской и Хамсаринской тектонических зон не участвовали в поставке обломочного материала при формировании кембрийских туфоконгломератов и конгломератов шурмак-

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

ской и терегтигской свит, ордовикских туфоконгломератов адырташской свиты юга Тувы. Так, в терегтигский осадочный бассейн 530 млн лет назад в большом количестве поступал обломочный материал, в том числе валунной и галечной размерности, образовавшийся в результате разрушения гранитов и вулканитов с возрастом 570–580 млн лет, древних, в том числе, рециклированных осадков и офиолитов Агардагского комплекса. Валунные гранитоиды с возрастом 588 млн лет также широко распространены в туфоконгломератах баянкольской свиты на северо-западе Тувы, которая имеет одинаковый возраст с породами терегтигской свиты [2]. Проведённые геохимические сопоставления разновозрастных валунов терегтигской и баянкольской свит, показали их однотипность. В породах шурмакской свиты также широко представлена популяция зерен циркона этого возраста, менее представлена популяция цирконов этого возраста в породах адырташской свиты. Спустя 30 млн лет при формировании туфоконгломератов шурмакской свиты одним из основных поставщиков обломочного материала были граниты с возрастом 780–760 млн лет и андезиты, образовавшиеся в результате переработки палеопротерозойской континентальной коры, а также базиты, связанные с смешанными мантийно-коровыми источниками магм. В породах адырташской свиты популяции циркона на рубеже 800 млн лет являются также представительными, в меньшем количестве они присутствуют в породах терегтигской свиты. Все это указывает на то, что на эродированной суше и докембрийском основании тектонического блока, в пределах которого происходило формирование изучаемых нами пород, были широко распространены породы неопротерозойского возраста, в том числе гранодиориты с возрастом около 780 млн лет и андезиты со следующими изотопными характеристиками от T_{DM} 1.85 и 1.6 млрд лет, $\epsilon Nd(t)$ –3.3 и –4.1, соответственно.

Ближих по возрасту гранитных массивов на юге Тувы не выявлено, из чего можно сделать вывод что, вероятнее всего, они либо эродированы, либо перекрыты более молодыми отложениями. Известные нам разновозрастные гранитные массивы: плагиограниты Сумсунурского комплекса Тувино-Монгольского микроконтинента с возрастом 790 млн лет (ϵNd –24.1, T_{DM} 2.5 млрд лет [3]), щелочные граниты Дзобханского микроконтинента с возрастом 755 млн лет (ϵNd –4.8, [4]), плагиограниты Сонгинского блока с возрастом 790 млн лет (ϵNd +2.2, +2.3, T_{DM} 1.3–1.4 млрд лет [5]) и плагиограниты гремяченского комплекса Кузнецкого Алатау с возрастом 875 млн лет (ϵNd –7.8, T_{DM} 2.2 млрд лет [6]) находятся на приличном удалении и имеют иные изотопные характеристики. Возможно, все они связаны с проявлением единых глобальных тектонических процессов, связанных с распадом Родинии [7], но проявлены в разных тектонических блоках.

Изучение детритовых, магматических и ксеногенных зерен циркона из раннепалеозойских грубообломочных осадочных и вулканогенных пород юга Тувы свидетельствуют о том, что среди источников обломочного материала в достаточном количестве были породы докембрийского возраста. Во всех пробах присутствуют зерна циркона с нео- палеопротерозойским, реже, неoarхейским возрастом.

Присутствие одних и тех же возрастных популяций циркона в породах терегитгской, шурмакской и адырташской свитах юга Тувы позволило получить первые сведения о происхождении и эволюции тектонического блока, в пределах которого происходило их формирование. На основе этого можно предполагать, что формирование структуры, в пределах которой происходило накопление E-O толщи, произошло в неoarхее (2.5–2.9 млрд лет). Впоследствии эта структура испытывала тектоно-магматическую активизацию в палеопротерозое на рубеже 2.4–2.5 и 1.7–2.1 млрд лет. Установленные на основе анализа возраста циркона его докембрийские популяции согласуются с глобальными тектоно-магматическими процессами, протекающими при сборке суперконтинентов: Суперкратон (неoarхей/ранний палеопротерозой), Колумбия/Нуна (на рубеже 2 млрд лет). В неопротерозое отчетливо выделяется две доминирующие популяции циркона с возрастом 820–780 и 580 млн лет, отражающие этапы тектоно-магматической активности в пределах данной структуры.

Таким образом, в раннепалеозойские осадочные бассейны юга Тувинского сегмента ЦАСП в большом количестве поступал обломочный материал, источниками которого являлись породы докембрийского возраста, образованные в результате процессов тектоно-магматической активизации в неoarхее и палео- и неопротерозое в структурах древних континентальных блоков.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант 24-77-00019.

Литература

1. *Khukhuudei U., Kusky T., Otgonbayar O., Wang L.* The Early Palaeozoic mega-thrusting of the Gondwana-derived Altay–Lake zone in western Mongolia: Implications for the development of the Central Asian Orogenic Belt and Paleo-Asian Ocean evolution // *Geological Journal*. 2020. P. 1–21. <https://doi.org/10.1002/gj.3753>

2. *Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н.* Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород баянкольской свиты Систигхемского прогиба Тувы // *Геология и геофизика*. 2022. Т. 63. № 6. С. 783–800.

3. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Терентьева Л.Б., Яковлева С.З. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375–381.

5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козловский А.М., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Эрдэнэжаргал Ч. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: 1. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 227–246.

6. Руднев С.Н. Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикина Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Баянова Т.Б. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (В. Тува): состав, возраст, источники и геодинамическая позиция // Литосфера. 2006. № 2. С. 3–33.

7. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции. // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.

Е.П. Исаева^{1,2}, А.И. Ханчук¹, Е.В. Ватрушкина¹

Массивы урало-алаянского типа Западной Чукотки

Массивы урало-алаянского типа представляют собой интрузивные тела с концентрически зональным распределением пород от дунитового ядра к клинопироксенитовому краю с габбро и диоритами на краях. Они имеют важное значение как коренные источники россыпных месторождений платиноидов. Иногда, в дунитовом ядре могут присутствовать месторождения платиноидов в хромитовых жилах. Такие массивы распространены как в складчатых поясах, так и на платформах. На Востоке России массивы урало-алаянского типа известны в Камчатско-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

Корякской складчатой системе и на юго-востоке Сибирской платформы, а россыпи вокруг Гальмознанского и Кондерского массивов стали существенным источником добычи платиноидов в первом и втором регионах, соответственно. Алазейско-Олойская складчатая система по распространению островодужных террейнов и офиолитовых комплексов сопоставима с Камчатско-Корякской и Уральской, но, в отличие от последних, здесь массивы урало-аляскинского типа не были идентифицированы. В связи с этим внимание привлекают массивы Провальнинский и Смородинка, которые расположены на правом берегу р. Бол. Анюй, в западной части Алучинского поднятия Олойской складчатой зоны, а также Уямкандинский массив в Южно-Ануйской зоне.

В конце 80-х годов по результатам химико-спектрального анализа была установлена платиноносность массивов Провальнинский и Смородинка. В ходе полевых работ в рамках создания ГК-1000/3 листа Q-58 (Алискерово) были получены новые данные по строению, составу и первичным ореолам рассеяния пород массивов Провальнинского и горы Смородинка.

Провальнинский массив расположен на правом берегу р. Орловка (правый приток р. Большой Анюй) в ее нижнем течении и занимает площадь порядка 30 км². Породы массива прорывают терригенные отложения среднеюрского возраста. Строение массива концентрически-зональное, характеризующееся наличием смещенного к северо-востоку центрального ядра, сложенного верлитами и дунитами. Ядру массива соответствует понижение рельефа, выполненное озерными и озерно-аллювиальными отложениями верхнего неоплейстоцена. Само ядро окружено оторочкой, состоящей из последовательно сменяющихся по направлению к центру лейкократовых габбро и габбро-диоритов, меланогаббро, габбро, оливиновых, магнетитовых и магнетит-биотитовых клинопироксенитов

Массив горы Смородинка расположен в 2.5 км к северу от Провальнинского и занимает площадь порядка 5 км², являясь, по-видимому, продолжением последнего, выведенным на поверхность по системе взбросов. В пределах массива наибольшее распространение по площади получили магнетит-биотитовые клинопироксениты, а габбро слагают внешнюю оторочку с видимой шириной до 200 м. На основании взаимоотношений с вмещающими отложениями, тесной пространственной ассоциации и определенного геохимического сходства с породами Егдэгкычского монцогаббро-сиенитового массива возраст клинопироксенит-габбровых интрузий определяется как раннемеловой (берриас), но не исключается и позднеюрский.

Магнетит-биотитовые клинопироксениты и габбро Провальнинского и г. Смородинка массивов по минеральному составу аналогичны таким

же породам Гальмознанского массива Корякии [1]. Петро-геохимические сравнения [2] показывают их сходство как на диаграммах соотношения породообразующих элементов, так и на графиках распределения РЗЭ, нормированных к составу углистого хондрита С1.

Элементы платиновой группы (ЭПГ) по результатам эмиссионно-спектрометрического анализа с индуктивно-связанной плазмой обнаружены во всех без исключения разновидностях базитов и ультрабазитов (25 проб). Среднее содержание в пробах по первичным геохимическим ореолам Pt составляет – 0.025 г/т (min 0.0032; max 0.17), Pd – 0.029 г/т (min 0.0053; max 0.077). Содержания Rh (19 проб) колеблется от 0.0021 до 0.0061 г/т; Ir (6 проб) от 0.0021 до 0.0032 г/т; Ru (3 пробы) от 0.0024 до 0.0031 г/т. Устойчивые геохимические потоки ЭПГ выявлены во всех ручьях, дренирующих Провальнинский массив и массив г. Смородинка. Для донных проб из потоков рассеяния среднее содержание Pt – 0.012 (min 0.001; max 0.025), Pd – 0.022 г/т (min 0.0069; max 0.041). Содержания Rh (7 проб) – 0.0024–0.0044 г/т; Ir (4 пробы) – 0.0022–0.0029 г/т; для рутения – значений, превышающих порог чувствительности анализа не выявлено.

В шлиховых пробах из водотоков, дренирующих водораздел рек Орловка и Ангарка (правые притоки р. Бол. Анюй) в тяжелой фракции выявлены единичные зерна платины и хромшпинелидов (последние составляют до 2%). При изучении под электронным микроскопом установлено, что зерна шлиховой платины имеют различную степень окатанности. Размер их варьирует от 0.72 до 1.37 мм. Встречаются единичные зерна с колломорфным обликом, а также зерна в виде сростков кубических, на которых наблюдаются линии роста. Минеральный состав отвечает изоферроплатине с содержанием Fe от 4.31 до 8.99%. В некоторых зернах присутствуют включения Os-, Ru-Os-, Rh-Ir-Cu-сульфидов. Данные по ЭПГ Провальнинского и г. Смородинка массивов и связанных с ними потоков рассеяния являются предварительными, но в целом сопоставимы с данными по массивам урало-аляскинского типа и, в частности, с детально изученным Гальмознанским массивом [1].

В 40 км южнее, в верховьях р. Баймка (левый приток р. Бол. Анюй), в Баймском россыпном золотоносном узле изучены минералы платиновой группы, которые относятся к иридисто-платиновому и платиновому минералого-геохимическим типам, но больше всего к разновидностям (подтипам) последнего – осмисто-платиновому и палладисто-платиновому. Такие подтипы пользуются распространением, соответственно, в жильных пироксенитах и флогопит-магнетитовых-пироксеновых метасоматитах многофазных зональных щелочно-ультраосновных массивах. Предполагается, что минералы платиновой группы попадают в аллювиальные россыпи золота в основном из промежуточных коллекторов – вулканогенно-

осадочных толщ волжского яруса, а потенциальным коренным источником являются кумулятивные пироксенит-габбровые комплексы позднеюрского возраста Алучинского поднятия [3].

Уямкандинский массив основных и ультраосновных пород округлой формы площадью около 50 км² расположен в центральной части Южно-Ануйской зоны на междуречье Большого и Малого Анюя. В размещении пород разного состава наблюдается концентрическая зональность. Центральная часть (65% общей площади) сложена дунитами и перидотитами, а периферическая – клинопироксен-роговообманковыми габбро с хорошо выраженными интрузивными контактами. [4, 5]. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст магматической роговой обманки из габбро: плато 145.2 млн лет, интегральный возраст 150.5 млн лет [5]. Приведенные в работе [4] данные по химическому составу пород и минералов Уямкандинского массива сопоставимы с массивами урало-алаякского типа, но массив не относился к урало-алаякскому типу, а рассматривался как своеобразный, «не известный авторам ни на Северо-Востоке, ни за его пределами», представитель типа расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов [4].

Типоморфные признаки выделения массивов урало-алаякского типа, обобщены в монографии О.К. Иванова [6]. Отметим основные из них, которые характерны для рассматриваемых массивов Олойской зоны:

1) концентрически-зональное строение, однако строгая зональность массивов может быть не проявлена или даже отсутствовать за счет постинтрузивных тектонических процессов или же благодаря различной степени их эродированности;

2) преобладающие петрографические типы пород представлены дунитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, магнетититовыми клинопироксенитами и габбро. Гарцбургиты и лерцолиты отсутствуют;

3) контакты массивов с вмещающими породами являются интрузивными;

4) минералогическими критериями, характеризующими габбро-клинопироксенит-дунитовую формацию, является преобладание платины в россыпях и коренных проявлениях, представленной Pt-Fe сплавами при подчиненном значении других элементов платиновой группы, составы Os-Ir-Ru сплавов (осмий-иридиевый тренд) и магматические равновесные парагенезисы: осмий-изоферроплатиновый и иридий-изоферроплатиновый, которые отличаются от минеральных ассоциаций, связанных с офиолитами [1].

Таким образом, можно сделать вывод о распространении в Олойской и Южно-Ануйской зонах массивов урало-алаякского типа перспективных на поиски россыпных месторождений платиноидов.

Работа выполнена в рамках темы № FMMG-2024-0001 госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Толстых Н.Д. Гальмознанский базит-гипербазитовый массив и его платиноносность. М., Научный мир, 2012, 288 с.
2. Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднева Г.В., Марковский Б.А. Геохимия магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия // Тихоокеанская геология. 2002. № 4. С. 79–90.
3. Власов Е.А., Мочалов А.Г., Вигасина М.Ф., Щербаков В.Д., Плечов П.Ю. Минералы платиновой группы Баймского россыпного золотоносного узла, Западная Чукотка – новые данные // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 87–99.
4. Лычагин П.П., Колясников Ю.А., Кораго Е.А. и др. Петрология Уямкандинского расслоенного мафит-ультрамафитового массива (Южно-Анхойская складчатая зона). Препр. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 51 с.
5. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Мусеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Анхойской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
6. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 546 с.

В.Р. Кальбергенова¹, Дж. Мозар², В.М. Макеев¹

Альпийская тектоника и геодинамика центральной части Северного Кавказа

Геологическое строение Большого Кавказа определяется расположением его в северной фронтальной части альпийско-гималайского складчатого пояса в связи с встречным движением Евразийской и Аравийской (Арабской) литосферных плит [1, 6]. Район исследований находится в центральной части Северного Кавказа и включает юг Ставропольского свода и Минераловодский выступ, южные окраины Западно-Кубанской и Терско-Каспийской впадин, Северо-Кавказскую моноклинал, Лаба-Малкинскую зону и поднятия Передового и Главного хребта (рис. 1). Сочленение двух последних поднятий представлено Пшекиш-Тырнаузской

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

² Университет, геологический факультет. Фрибург, Швейцария

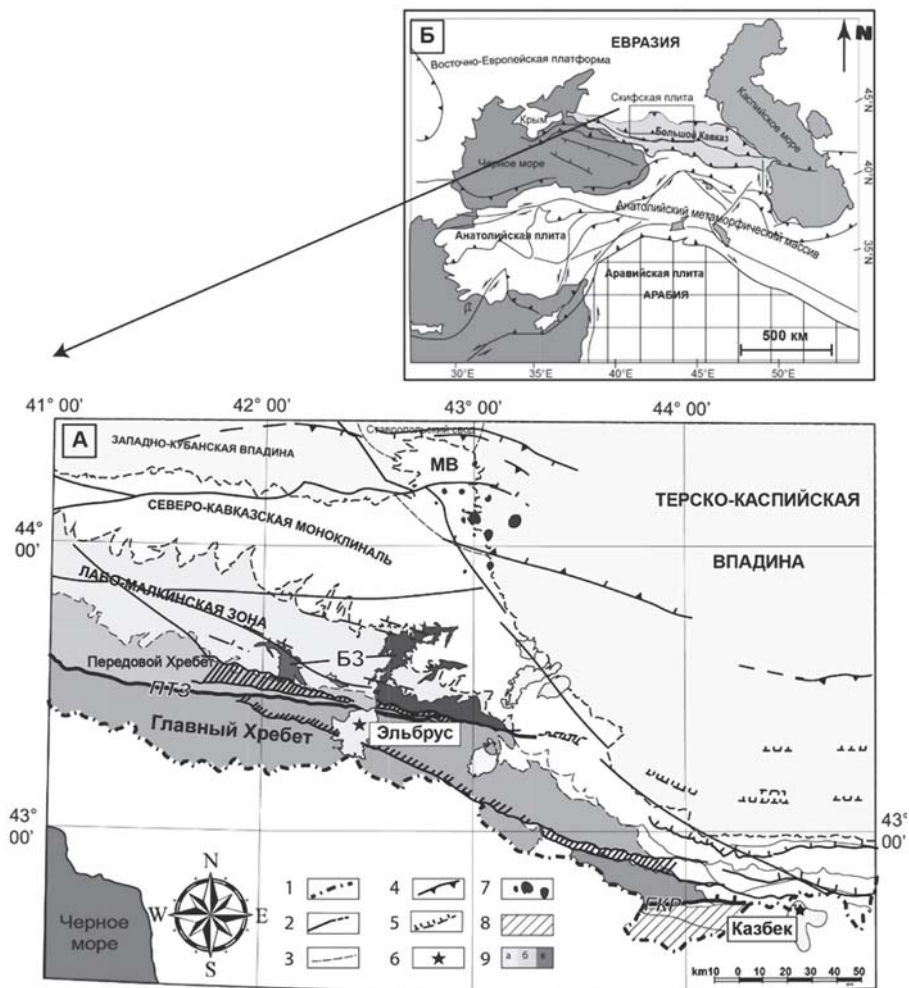


Рис. 1. Альпийская тектоника и геодинамика центральной части Северного Кавказа. А – упрощённая тектоническая карта Северного Кавказа с основными структурами. Б – упрощённая региональная геодинамическая карта с основными плитами и орогенными доменами [4].

1 – государственная граница РФ; 2 – разломы; 3 – границы тектонических зон; 4 – надвиги в зоне краевых прогибов; 5 – взбросы и надвиги в фундаменте; 6 – вулканы; 7 – Минераловодские интрузии; 8 – зона южного склона БК; 9 – районирование в пределах Большого Кавказа : а – Лаба-Малкинская зона, б – Передовой хребет, в – Главный хребет [2]; ГКР – Главный Кавказский разлом, ПТЗ – Пшекиш-Тырныузская шовная зона, МВ – Минераловодский выступ, БЗ – Бечасынская зона, СР – Северный разлом

шовной зоной дислокаций – принципиальным элементом строения района исследований. Небольшой участок южного склона Большого Кавказа так же включен в исследование для понимания различия в строении северного и южного склона на всем поперечном разрезе центральной части Большого Кавказа.

Изученность региона довольно высокая [1, 2, 4, 5], но в то же время остаются неясными особенности влияния до-коллизийных (до-юрских) структур на коллизийные структуры осадочного бассейна и причины сейсмотектонической активности зон дислокаций. Важными остаются проблемы полей тектонических напряжений и деформаций на разных стадиях развития структур альпийского этапа, а также причины формирования разнотипной по простиранию тектонической зональности. Различается продольная (субширотная) относительно простирания структур и хребтов и поперечная (субмеридиональная) [3, 5]. Структуры пересекаются, что выражается в концентрациях напряжений и деформаций, нередко сейсмогенного характера.

Цель работы – выявить особенности и закономерности в эволюции альпийских тектонических структур, определить механизмы их формирования и происхождения, включая оценку потенциальных рисков их активизации в связи с высокой сейсмичностью. Задача – определить влияние палеотектонической доколлизийной (до-юрской) обстановки на современные орогенные структуры и их эволюцию на альпийском коллизийном этапе. Для решения задач анализируются структурные, тектонические и литостратиграфические данные, проводятся полевые маршрутные исследования, которые заключаются в измерениях простирания и падения пород, разрывных нарушений и осей складок. К настоящему времени построены кривые оседания литосферы на базе программы «Easysub», созданной J.A. Uriarte, R.A. Schegg из Женевского университета и модифицированной G. Borel. Для анализа палеостресса используется «Right-Dihedral method» и метод тензорного напряжения – «*P*-*T* method» с программой Tectonics FP. Данные по нарушениям наносятся на стереографические проекции и сортируются для определения основных направлений палеостресса.

В северном Предкавказье мощность осадочного чехла Западно-Кубанской впадины заметно меньше и составляют 10–12 км. В Терско-Каспийской она достигает 16 км. Строение впадин сильно асимметрично. В пределах Западно-Кубанской впадины ее северный борт полого опускается на юг, в то время как южный круто задран в близком расположении от поднятия Большого Кавказа. Слои северного фланга Терско-Каспийской впадины практически горизонтальны, а в южной части нарушены взбросами, надвигами и дуплексами, затрагивающими до-юрский фундамент [3]. Ставропольский свод, как поперечное поднятие, расположен на соч-

лении этих впадин, у него – относительно малая мощность мезозой-кайнозойского чехла и высокое положение герцинского фундамента. Сочленение Ставропольского поднятия и Терско-Каспийской впадины выражено в виде правосторонней эшелонной зоны разрывных нарушений (так называемая «переходная» зона).

Передовой хребет – это высокое поднятие с максимальными абсолютными отметками до 3700 м, ограниченное с севера Северным разломом, а на юге Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной, отделяющей его от поднятия Главного хребта. Рассматриваемый хребет линейно неоднороден: в западной части он относительно широкий, в восточной – выклинивается в районе схождения Северного и Пшекиш-Тырныаузского разломов. Восточнее клина Передового Хребта находится зона Чегемских вулканов верхнего плиоцена. Породы субвулканических и жерловых фаций представлены в пределах Верхнечегемского нагорья.

В структурах Главного хребта, ограниченного с юга Главным Кавказским разломом, ведущая роль принадлежит горстам доюрского фундамента [1, 3], которые перекрыты породами верхней юры. Мощность верхнеюрских отложений увеличивается в направлении с запада на восток, а также отмечается изменение простирания оси Главного хребта – восточнее Эльбруса она смещается к югу, приобретая положение ориентировочно южнее Чегемского вулканического нагорья.

В район исследований включена небольшая часть южного склона Большого Кавказа, сопряженная с поднятием Главного хребта по Главному Кавказскому разлому (см. рис. 1). В отличие от пологого северного крыла Большого Кавказа, слагающие толщи южного склона смяты в изоклинальные складки и осложнены многочисленными взбросами [1, 3]. Сложноскладчатые тектонические чешуи круто погружаются под Главный Кавказский разлом. Для них характерна линейная складчатость с высоким коэффициентом сокращения поперечного сечения, обилие надвигов и сдвигов, характерных для обстановки аккреции, вызванной пододвиганием Закавказской плиты под Скифскую плиту (Энна Н.Л., Лаврищев В.А., Пруцкий Н.И., 2013).

В результате исследований сделаны следующие выводы.

Образование складчато-надвиговых структур поднятия Большого Кавказа и его северного крыла сильно зависит от предколлизийного палеотектонического структурного плана и его локальных вариаций. Структуры до-мезозойского фундамента контролируют последующее тектоническое развитие, в том числе в связи с влиянием современной фазы столкновения литосферных плит. Кривые оседаний (опусканий), основанные на литостратиграфических данных, иллюстрируют геодинамические особенности развития региона, заключающиеся в изменении ориентаций напряжений растяжения/сжатия, а также деформационных обстановок.

Литература

1. Леонов Ю.Г., Демина Л.И., Копп М.Л., Короновский Н.В., Леонов М.Г., Ломидзе М.Г., Панов Д.И., Солин М.Л., Тучкова М.И. Большой Кавказ в Альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
2. Лаврищев В.А., Шейков А.А., Андреев В.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:1 000 000. Листы Л-37, Л-38, К-37, К-38. Санкт-Петербург, ВСЕГЕИ, 2011.
3. Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.N., Bolotov S.N., Nazarevich B.P., Korotaev M.V. Northern Caucasus basin: Thermal history and synthesis of subsidence models // *Sedimentary Geology*. 2003. V.156.N 1-4. P. 95–118.
4. Mosar J., Kangarli T., Bochud M., Glasmacher U.A., Rast A., Brunet M.-F., Sosson M. Cenozoic-Recent tectonics and uplift in the Greater Caucasus: a perspective from Azerbaijan // *Geological Society of London. Special Publications*. 2010. V. 340. N 1. P. 261–280.
5. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Bolotov S.N., Panov D.I., Brunet M.-F., Korotev M.V., Tikhomirov P. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Plateform-Black Sea- Caucasus domain // *Peri-Tethys Memoir*. 2001. V. 186. N 6. P. 295–346.
6. ArRajehi A., McClusky S., Reilinger R., Daoud M., Alchilbi A., Ergintav S., Gamez F., Sholan J., Bou-Rabee F., Ogubazghi G., Haileab B., Fisseha S., Asfaw L., Mahmoud S., Rayan A., Bendi R., Kogan L. Geodetic constrain on present-day motion of the Arabian Plate: Implication for Red Sea and Gulf of Aden rifting // *Tectonics*. 2010. V. 29. TC3011.

П.А. Каменев¹, А.В. Маринин², А.Р. Лукманов²

О тектонофизической реконструкции напряжений Тонино-Анивского полуострова о. Сахалин

Тонино-Анивский полуостров (ТАП), представляет собой древнюю зону сочленения окраинно-континентальной и океанической структур. Тектонике и геодинамике Сахалина, а также рассматриваемой его части Тонино-Анивского полуострова, посвящен ряд работ и, в частности, монография [1]. Относительно недавно были выполнены и тектонофизические

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

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

исследования [2], но недостатком этой работы является слабое покрытие территории полевыми методами исследования. В отличие от предыдущих исследований, выполненные нами полевые тектонофизические исследования характеризуются не только достаточно большим количеством точек, но и их высокой плотностью на единицу площади с относительно равномерным распределением. Это обусловлено достаточно развитой по сравнению с другими территориями Сахалинской области инфраструктурой и хорошей доступностью обнажений.

Район исследования (рис. 1) представляет собой структуру аккреционного типа входящую в Хоккайдо-Сахалинскую складчатую систему [1]. В нем выделяют тектоно-статиграфические комплексы группирующиеся в террейны с различным геодинамическим генезисом. Это Тонино-Анивский и Озерский террейны, Сусунайский субтеррейн а также разделяющая последние Мирейская шовная зона [1]. Террейны достаточно четко прослеживаются по геофизическим данным [1].

Реконструкции напряженно-деформированного состояния массивов горных пород получены нами методом катакластического анализа разрывных смещений – МКА [3]. Обработка замеров зеркал скольжения с установленной кинематикой смещений осуществлялась с помощью программы STRESSgeol [3]. Метод позволяет определять количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний, таких как тип напряженного состояния, положение осей главных напряжений, коэффициент Лоде–Надаи, а также величины самих напряжений.

Полевые структурные исследования проведены в 69 точках (рис. 1). В ходе полевых работ собраны данные по разным типам геологических индикаторов напряжений/деформаций. Особое внимание уделялось замерам и сбору данных по зеркалам скольжения. В точках наблюдения, в которых прослеживались элементы залегания слоистости, были выполнены соответствующие замеры. Выполненные замеры позволили определить преимущественную ориентацию основных систем зеркал скольжения разной кинематики. В данной работе сделан акцент на инверсию поля тектонических напряжений на основе зеркал скольжения, по которым возможно определение кинематического типа относительного смещения бортов нарушения [3]. В отдельных случаях, кинематический тип был подтвержден замеренной амплитудой смещения или ее компоненты. Главной выявленной особенностью территории ТАП, является преобладание для всей его площади горизонтального растяжения как типа напряженного состояния. Кроме того, методом катакластического анализа разрывных нарушений для ТАП определены такие типы напряженного состояния как горизонтальный сдвиг и горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом (рис. 1). Реже встречаются обстановки горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом. Отличительной особенностью ТАП, по сравне-

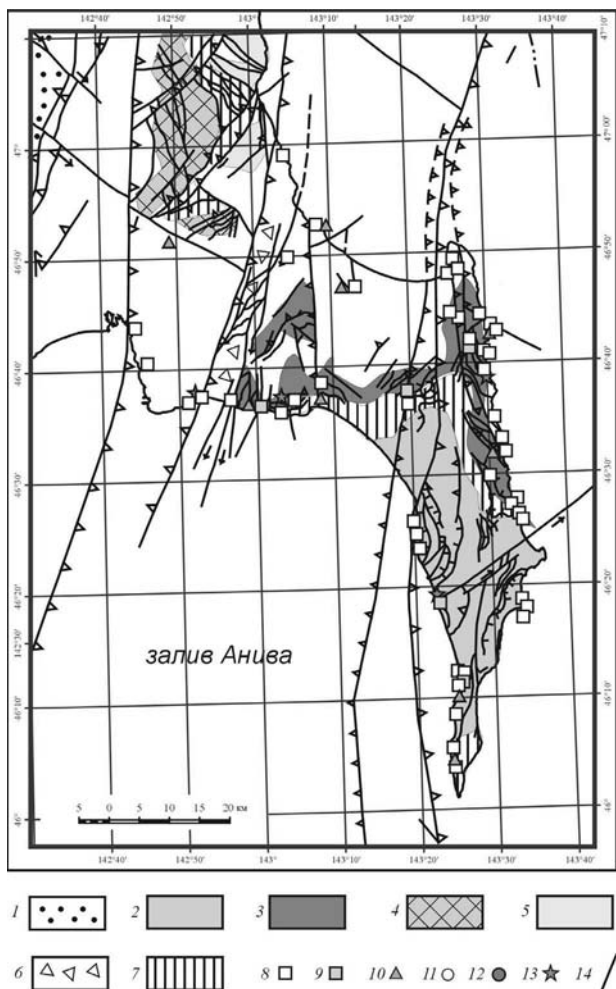


Рис. 1. Тонино-Анивский полуостров, о. Сахалин со схемой террейнов, по [1] с дополнениями авторов.

1–5 – террейны: 1 – Западно-Сахалинский турбидитовый; 2, 3 – аккреционных призм: 2 – Тонино-Анивский, 3 – Озерский; 4, 5 – Сусунайский метаморфический субдукционный, субтеррейн: 4 – Западно-Сусунайский, 5 – Восточно-Сусунайский; 6 – Мерейская сутура; 7 – сшивающие образования. Типы напряженного состояния и основная система разломов Тонино-Анивского полуострова: 8 – горизонтальное растяжение; 9 – горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом; 10 – горизонтальный сдвиг; 11 – горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом; 12 – горизонтальное сжатие; 13 – сдвиг в вертикальной/горизонтальной плоскости, 14 – разломы

нию с другими территориями о. Сахалин, является отсутствие точек с горизонтальным сжатием. Наиболее разнородные типы напряженного состояния распространены в области Мерейской сутуры. Особенно на ее границах с соседними террейнами. Достаточно разнороден характер напряженного состояния и для Тонино-Анивского террейна. Более однородные типы (преимущественно горизонтальное растяжение) характерны для Озерского террейна.

Одним из основных источников данных о напряженном состоянии земной коры являются механизмы очагов землетрясений. Однако, территория ТАП практически асейсмична по сравнению с большей частью о. Сахалина и данные о механизмах очагов землетрясений отсутствуют. Результаты глубокого бурения, по которым можно было бы оценить тектонические напряжения также крайне немногочисленны, кроме того и конфиденциальны. В этой ситуации тектонофизические данные остаются, пожалуй, единственным источником информации для оценки напряженного состояния земной коры. Другой альтернативной информацией о характере напряженно-деформированного состояния горных пород являются данные GPS/ГЛОНАСС. Такие исследования были проведены в работе [4]. Согласно этой публикации, большая часть территории Тонино-Анивского полуострова характеризуется обстановкой растяжения. В скоростях деформаций сжатия земной поверхности достигает значений $-70 \cdot 10^{-9}$ в год, в восточной части выделяется область растяжения со скоростями до $80 \cdot 10^{-9}$ в год. Изменение деформационного состояния происходит в окрестности Сусунайского разлома. Преобладающим режимом деформирования восточной части района становится растяжение земной поверхности, которое отчетливо картируется положительными скоростями дилатации до $\sim 10 \cdot 10^{-9}$ в год [4]. Наибольшие деформации растяжения наблюдаются в самой южной части полуострова, что достаточно неплохо коррелирует с данными о напряжениях, полученных нами на основе анализа данных по зеркалам скольжения.

Исследования выполнены при поддержке госзаданий ИМГиГ ДВО РАН и ИФЗ РАН.

Литература

1. *Жаров А.Е.* Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Южно-Сахалинск. кн. изд-во, 2004. 192 с.
2. *Bogomolov L.M., Sim L.A., Kamenev P.A.* Neotectonics and Stressed State Patterns of the Sakhalin Island // Intech Open. Engineering Geology. 2020.
3. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

4. Прытков А.С., Василенко Н.Ф. Деформации земной поверхности острова Сахалин по данным GPS-наблюдений // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 503–514.

**Н.А. Каныгина¹, А.А. Третьяков¹, А.Б. Кузнецов²,
Б.Г. Покровский¹**

Хемотратиграфия позднедокембрийских карбонатных отложений Джунгарского террейна (Южный Казахстан)

В последние годы для исследования докембрийских карбонатных отложений древних кратонов и микроконтинентов всё чаще применяются методы изотопной хемотратиграфии, в частности, Sr-изотопная хемотратиграфия (Strontium Isotope Stratigraphy – SIS). Sr-хемотратиграфические характеристики карбонатных пород позволяют уточнить возраст карбонатных свит, а также расширить представления о вариациях отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водах докембрийского океана.

На протяжении длительного периода исследований Джунгарского террейна проблема стратиграфии его осадочных пород оставалась мало достоверной и сложной для интерпретации. Это было обусловлено тем, что до 1970-х годов сложнодислоцированные толщи данного региона характеризовались лишь фрагментарными и неоднозначными палеонтологическими данными.

Наиболее низкое положение в структуре Джунгарского террейна в Южном Казахстане занимают метаосадочные образования сарычабынской серии и косагашской свиты. Применение современных геохронологических методов позволило определить их мезо-неопротерозойский возраст (~1026–920 млн лет), а также установить неопротерозойский возраст гнейсо-гранитов Сарычабынского и Басканского комплексов (920–930 млн лет), которые прорывают метаосадочные толщи [1, 5]. Структурно выше залегает карбонатная толща сууктюбинской свиты. Более высокое положение занимает вулканогенно-осадочная толща терригенных пород бурханской свиты. Более молодые образования представлены терригенно-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

карбонатными и кремнисто-терригенными толщами (тышкантауская и солдатсайская свиты), в том числе тиллоидами, верхов криогения–эдиакария (майликольская свита), которые перекрываются нижнепалеозойскими терригенно-кремнисто-карбонатными толщами [4].

В разное время карбонатные породы сууктюбинской и солдатсайской свит предлагалось относить к ордовику на основе определений разнообразных хитиной или к докембрийским образованиям – согласно единичным находкам онколитов, строматолитов и структурным особенностям [4]. С целью получения дополнительных данных о возрасте карбонатных отложений Джунгарского террейна были проведены геохимические и хемотратиграфические исследования сууктюбинской и солдатсайской свит.

Карбонатные толщи сууктюбинской свиты были изучены восточнее посёлка Косагаш и севернее поселка Рудничный. Разрезы характеризуются преобладанием серых слоистых и массивных разновидностей известняков. В некоторых местах наблюдаются углеродистые горизонты и полосчатые известняки с чередованием рыжих и черных прослоев. Также присутствуют маломощные прослои бурых известняков.

Опробование карбонатных толщ солдатсайской свиты было проведено севернее поселка Рудничный, в окрестностях г. Сууктубе и г. Текели. Разрез данных пород представлен преимущественно темно-серыми и серыми массивными и слоистыми известняками, в некоторых случаях наблюдается тонкое чередование массивных и тонкослоистых темно-серых известняков.

Содержания кальция, магния, железа, марганца и стронция в карбонатных породах были определены с использованием атомно-абсорбционного метода из солянокислотной вытяжки. Анализ выполнялся в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН. Изотопный состав углерода и кислорода был определен с помощью масс-спектрометров Thermoelectron Delta V Advantage с установкой Gas Bench II в Геологическом институте РАН. Все значения приводятся в промилле (‰), $\delta^{13}\text{C}$ относительно стандарта PDB, $\delta^{18}\text{O}$ относительно стандарта SMOW. Определение изотопного состава стронция в карбонатных породах проводилось на масс-спектрометре Triton TI в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН по методике [6].

Изученные породы сууктюбинской свиты представлены известняками ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.01\text{--}0.02$, содержание нерастворимого остатка до 27 %), один образец представлен слабоизвестковистым доломитом (содержание нерастворимого остатка 5 %, $\text{Mg}/\text{Ca} = 0.29$). Содержание марганца в породах составляет от 83 до 451 мкг/г, железа – от 114 до 2207 мкг/г и стронция – от 139 до 2114 мкг/г. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для карбонатных пород сууктюбинской свиты имеют очень большой разброс от 0.7063 до 0.7209.

Однако образцы с наименьшим Mn/Sr и малой долей силикатной примеси демонстрируют самые низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7063\text{--}0.7064$, что согласуется с принятыми критериями и подходами при проведении хемостратиграфических построений [2, 3]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для осадочных пород сууктюбинской свиты варьирует от -0.6 до $+5.1\%$, а значения $\delta^{18}\text{O}$ имеет диапазон от $+10$ до $+23\%$.

Породы солдатсайской свиты представлены преимущественно известняками ($\text{Mg}/\text{Ca} = 0.01\text{--}0.08$, содержание нерастворимого остатка до 28%), для которых характерны широкие вариации содержания марганца (60–801 мг/кг), железа (114–4036 мг/кг) и стронция (120–2690 мг/кг). В карбонатных породах солдатсайской свиты наблюдаются значительные колебания значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в диапазоне от 0.7055 до 0.7209. Только один образец солдатсайской свиты соответствует геохимическими требованиями [2, 3] и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляет 0.7055. Значение $\delta^{13}\text{C}$ изменяется от -4.9 до $+4.5\%$ и $\delta^{18}\text{O}$ имеет диапазон значений от $+19$ до $+21\%$.

Полученная Sr-изотопная характеристика карбонатных пород сууктюбинской (0.7063–0.7064) и солдатсайской (0.7055) свит подтверждает их позднедокембрийский возраст и исключает их накопление в палеозойском океане, в котором отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ было выше 0.7074 [6].

Сопоставление полученных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках сууктюбинской свиты с кривой вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднепротерозойских океанах дает интервал между 800 и 700 млн лет. С привлечением полученных данных по C-изотопии, можно отметить два интервала карбонатакопления – около 800 и 750–720 млн лет. В то же время, сопоставление полученных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в известняках солдатсайской свиты образует пересечение около 800 млн лет. Для того чтобы установить более точный интервал накопления данных толщ, необходимо провести дополнительные исследования.

Таким образом, согласно полученным геохимическим и изотопным характеристикам карбонатных пород сууктюбинской и солдатсайской свит, можно сделать вывод, что их накопление происходило в позднедокембрийское время.

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда проект № 22-77-00082 и в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН.

Литература

1. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С., Червяковский В.С., Червяковская М.В. Положение Джунгарского террейна (Южный Казахстан) в структуре суперконтинента

Родиния: результаты изучения позднедокембрийских метаосадочных комплексов // Геотектоника. 2024. № 3. С. 30–54.

2. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

3. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: Основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

4. Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района // Отечественная геология 1993. № 3. С. 33–41.

5. Kanygina N., Tretyakov A., Alexeiev D., Degtyarev K., Skoblenko A., Soloshenko N., Ermolaev B. Early Neoproterozoic granite-gneisses of the Junggar Alatau (Southeastern Kazakhstan): age, petrogenesis and tectonic implications // Acta Geologica Sinica. 2024. V. 98. № 1. P. 67–82.

6. Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.

Ю.В. Карякин¹

Раннемеловые дайковые комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа и их взаимоотношение с базальтовыми покровами

Дайки являются неотъемлемой составляющей трапповых провинций, являясь основными каналами, по которым магма транспортируется к поверхности во время извержений вулканов. Юрско-раннемеловые плато-базальты архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) не являются исключением.

Первые сведения о наличии даек на архипелаге опубликованы В.Д. Дибнером, который на основе аэровизуальных наблюдений и с учетом аэромагнитной съемки 1961 года сообщил о не менее чем 55 дайках в основном северо-западного простирания [5]. Позже аэромагнитная съемка

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

выявила полосчатый рисунок магнитных аномалий на территории ЗФИ [1, 12], видимо, обусловленный дайками архипелага [2, 9].

Преыдушие исследования магматизма ЗФИ были ориентированы в основном на изучение химического состава базальтовых покровов. Среди них были выделены две геохимические разновидности – толеитовые базальты и базальтовые андезиты [3, 10], которые впоследствии были классифицированы как низкокальциевые и субщелочные толеитовые базальты [4, 7]. Систематические геохимические исследования даек не проводились. В настоящем исследовании проведена геохимическая типизация 26 даек девяти островов архипелага, на основе которой делаются выводы о генетической связи их с базальтовыми покровами и силами.

Взаимоотношение даек и покровов. Дайки, питающие базальтовые покровы, как правило, не обнажены на их поверхности, поскольку этими же покровами перекрыты. Этим объясняется практическое отсутствие даек на таких свободных ото льда больших пространствах, как о. Земля Александры и п-ов Армитидж о-ва Земля Георга, а также в береговых обнажениях крупных островов юго-западной части архипелага (Земля Георга, Белл, Мейбел, Нортбрук и Гукера), где суммарная мощность пакета базальтовых покровов может достигать нескольких сотен метров. За исключением мыса Брайса на о. Циглера, где дайки, по визуальной оценке, секут, по крайней мере, три из обнаженных четырех базальтовых покровов, дайки на других островах (Хейса, Ньюкомба, Галля, Земля Вильчека, Грэм-Белл и др.) приурочены к полям развития поздне триасовых осадочных пород без какой-либо видимой пространственной связи с базальтовыми покровами. Такая позиция даек свидетельствует о том, что территории перечисленных островов подверглись крупномасштабным эрозионным процессам. Оценить величину эрозионного вреза можно на примере о-вов Хейса и Ньюкомба, на территории которых дайки пронизывают поздне триасовые пески и песчаники, и соседнего с ними о. Чамп (мыс Фиуми), где на таких же поздне триасовых осадочных породах [5] залегают среднеюрские глины (~180 м) и раннемеловые базальты (около 100 м). С учетом того, что пакет раннемеловых базальтовых покровов, в свою очередь, также мог быть эродирован, мощность размытой части разреза, как и на других островах, таких как Земля Вильчека, Грэм-Белл, может составлять 300–400 и более метров.

Геохимия даек. Геохимическая типизация даек проведена на основе высокоточных ICP-MS аналитических данных посредством анализа распределения РЗЭ. На графике $Dy/Dy^* - Dy/Yb$ (рис. 1), характеризующим общую кривизну распределения РЗЭ [8], где Dy^* концентрация Dy, рассчитанная путем интерполяции между La и Yb, базальтоиды даек формируют три отчетливо различающихся тренда, свидетельствующие о

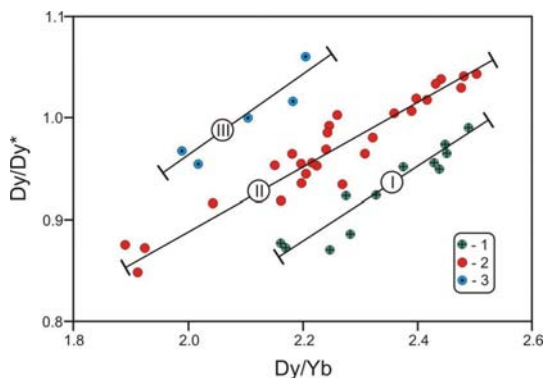


Рис. 1. Диаграмма Dy/Yb-Dy/Dy* по [8] для дайковых комплексов ЗФИ: 1 – первый (I) тренд, 2 – второй (II) тренд, 3 – третий (III) тренд. Нормализация к хондриту по [11]

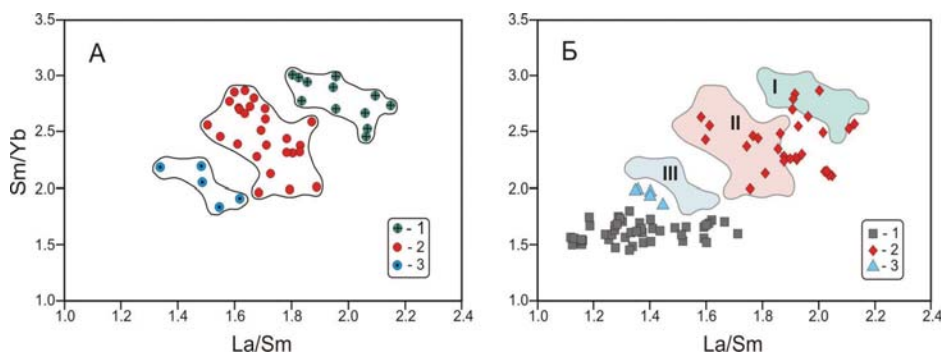


Рис. 2. Диаграммы La/Sm–Sm/Yb. А – фигуративные точки составов и контуры полей даек: 1 – первой группы, 2 – второй группы, 3 – третьей группы; Б – положение фигуративных точек составов: 1 – покровов низкокальциевых толеитовых базальтов, 2 – покровов субщелочных базальтов и 3 – силлов по отношению к полям составов базальтов первой (I), второй (II) и третьей (III) групп даек. Нормализация к примитивной мантии по [11]

наличии среди даек архипелага, по крайней мере, трех геохимических популяций.

На графике La/Sm–Sm/Yb эти популяции образуют три группы (рис. 2А). В первую группу вошли: одна из даек о. Хейса («Кривая»), две дайки о. Ньюкомба, дайки о-вов Королевского Общества и Алджера,

а также дайка района мыса Уиггинса на о. Галля. В целом эта группа довольно компактно расположена на территории ЗФИ. Дайки второй, самой многочисленной группы, расположены на островах Хейса (5 даек), Циглера (мыс Брайса, 2 дайки), Грэм-Белл (3 дайки), Большой Комсомольский (2 дайки), Галля (мыс Тегетгофф, 2 дайки) и одна дайка на юго-западе о. Земля Вильчека, то есть на шести островах разных частей архипелага. Наконец пять даек третьей группы расположены только на п-ове Холмистый о. Грэм-Белл, причем в разных его частях.

На рис. 2Б показана позиция фигуративных точек анализов низкокальциевых и субщелочных толеитовых базальтов покровов архипелага по отношению к выделавшимся геохимическим популяциям даек. Из рисунка следует, что ни одна из изученных даек не может рассматриваться в качестве питающей по отношению к покровам низкокальциевых толеитовых базальтов. В то же время, среди вовлеченных в анализ субщелочных покровов различаются базальты, которые геохимически сопоставимы с популяциями даек первой и второй групп. Дайки первой группы могут быть питающими для покровов островов Пайера, Винер-Нейштадт, Гейдж, Грили и юго-западной части о. Джексона (район мыса Норвегия). Для даек второй группы – это базальтовые покровы островов Столичка, Аполлонова, Циглера, Мак-Ги, Харли и северо-восточной части о. Джексона (район мыса Кремсмюнстер). Комагматичные дайкам третьей группы базальтовые покровы не выявлены, во всяком случае, пока.

Выводы

1. Новые данные по геохимии даек девяти островов ЗФИ позволяют рассматривать их в качестве питающих только для субщелочных базальтовых покровов архипелага. Дайки, питающие покровы толеитовых базальтов не установлены, что может быть связано с недостаточно полным обследованием островов, на которых эти базальтовые покровы распространены. Они могут быть не обнажены, так как захоронены покровами, для которых являются питающими.

2. Отсутствие геохимической связи базальтов даек третьей группы с базальтовыми покровами может быть обусловлено тем, что эти дайки по разным причинам задержались во время внедрения и продвижения вверх магмы на некоторой глубине и не достигли поверхности. Такие дайки не могут быть питающими по отношению к покровам. По статистическим данным некоторых исследований [6] только около 10% даек в вулканически активных областях являются каналами транспортировки магмы на поверхность. Магма остальных даек либо застывает на различных глубинах земной коры, либо формирует силлы. Дайки третьей выделившейся группы, видимо являются питающими, по крайней мере,

для некоторых силлов архипелага, поскольку по составу сопоставимы с силлами, обнаженными на юго-восточном побережье о. Хейса (рис. 2Б). Однако, исключать возможность обнаружения покровов комагматических дайкам третьей группы на других островах, кроме перечисленных выше, тоже нельзя.

Литература

1. *Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О. Мандриков В.С., Хлюпин Н.И.* Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа / Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2004. Т. 204. Вып. 5. С. 169–175.
2. *Карякин Ю.В., Соколов С.Ю.* Оценка возраста полосовых магнитных аномалий территории архипелага Земля Франца-Иосифа по геологическим данным // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. Т. 1. С. 256–262.
3. *Столбов Н.М.* Специфические черты магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа как отражение особенностей его геодинамики / Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 137–145.
4. *Чернышева Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М.* Базальтовый магматизм арктических морей, связанный с деятельностью Исландского плюма в мезозое // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 319–336.
5. *Dibner V.D.* (Ed.). *Geology of Franz Josef Land*. N.146. Oslo: Norsk Polar-institut. Mtdelelser, 1998. 190 p.
6. *Gudmundsson A., Marinoni L.B., Marti J.* Injection and arrest of dykes: implications for volcanic hazards // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1999. V. 88. N. 1-2. P. 1–13. doi: 10.1016/s0377-0273(98)00107-3.
7. *Karyakin Yu.V., Sklyarov E.V., Travin A.V.* Plume Magmatism at Franz Josef Land // *Petrology*. 2021. V. 29. N. 5. P. 528–560. doi: 10.1134/S0869591121050027.
8. *Davidson J., Turner S., Plank T.* Dy/Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes // *Journal of Petrology*. 2013. V. 54. N 3. P. 525–537. doi:10.1093/petrology/egs076
9. *Minakov A., Faleide J.I., Glebovsky V.Y., Mjelde R.* Structure and evolution of the northern Barents-Kara Sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // *Geophysical Journal International*. 2012. V. 188. N 1. P. 79–102. doi:10.1111/j.1365-246x.2011.05258.x.
10. *Ntaflos T., Richter W.* Geochemical constraints on the origin of the continental flood basalts magmatism in Franz Jozef Land, Arctic Russia // *Eur. J. Mineral*. 2003. V. 15. P. 649–663.

11. *Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.

12. *Verba V.V., Truhalev A. I.* Plume origin of the Central Arctic uplifts evolution in the Amerasian Basin of the Arctic Ocean // *Russian Journal of Earth Sciences.* 2016. V. 16. ES1002. doi:10.2205/2016ES000562.

Д.В. Коваленко¹, В.В. Ярмолюк¹, А.М. Козловский¹

Модели геодинамического развития центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

Обобщение палеомагнитных данных по Туве, Монголии, Забайкалью и Восточному Китаю показало, что на территории центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) выделяются районы с различными палеомагнитными характеристиками: (1) расположенные севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, (2) Монголо-Охотский подвижный пояс, (3) западной части южной Монголии и (4) восточной части Южной Монголии и Восточного Китая. Районы расположенные севернее Монголо-Охотского подвижного пояса, судя по палеомагнитным данным, входили в структуру Сибирского континента с ордовика и испытывали аналогичное с ним перемещение. Районы западной части Южной Монголии входили в структуру Сибирского континента, по-видимому, с позднего карбона. Геологические комплексы восточной части Южной Монголии и блоки восточного Китая в среднем палеозое и раннем мезозое располагались в близком к Северо-Китайскому блоку широтном интервале и испытывали близкие с ним широтные перемещения и аналогичные вращения. Большая разница в палеоширотах для разновозрастных толщ Западной и Восточной Монголии, и Восточного Китая предполагает существование тектонической границы, которая разделила блоки с «сибирскими» и «северо-китайскими» палеоширотами к югу от Монголо-Охотского пояса, приблизительно вдоль меридиана 107° в.д. К западу от меридиана палеошироты формирования позднекаменноугольно-пермских толщ близки к «сибирским», а к востоку от меридиана – к «северокитайским» палеоширотам. Ширина Монголо-Охотского океана в позднем палео-

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

зое – раннем мезозое составляла 30–40° по широте, это приблизительно 3000–4000 км. Закрывтия соответствующих сегментов Монголо-Охотского океана по палеомагнитным данным происходило в результате коллизии с Сибирским континентом разных террейнов в период от позднего карбона на западе до юры на востоке.

С учетом этих данных было проведено обобщение имеющихся литературных геологических материалов по центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и предложены новые модели геодинамического развития этого района.

Существующие до настоящего времени модели Монголо-Охотского пояса (МОП) связывают его образование со столкновением бортов Монголо-Охотского океана по механизму закрывающихся ножниц или по механизму ороклина – изгиба исходно линейной границы океана в гигантскую подкову. Обе модели предполагают наличие двух бортов у закрывающегося морского бассейна. Действительно, северный борт океана на время его закрытия уверенно прослеживается вдоль края Сибирского палеоконтинента. В отличие от него южную границу определяют блоки, различающиеся особенностями развития и временем вхождения в структуры южного обрамления МОП, вследствие чего складчатый пояс приобретает сегментированный облик. В западной части МОП уверенно выделяются Хангайский, Хэнтэйский и Агинский сегменты. Они различаются временем формирования, указывая тем самым, что у Монголо-Охотского океана не было единой южной окраины, а также о том, что его закрытие происходило поэтапно. Процесс закрытия, протекавший на протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя, зафиксирован разновозрастными интервалами магматической активности в структурах обрамления МОП, отвечающими проявлениям конвергентных процессов в соответствующих сегментах пояса. Схема распределения разновозрастного магматизма конвергентного типа в пределах южного обрамления МОП представлена на рис. 1.

К югу от Хангайского сегмента МОП конвергентные процессы в конце девон-раннекаменноугольного времени привели к аккреции островодужных и задуговых комплексов Южно-Монгольской ветви Палеоазиатского океана к Гоби-Алтайской окраине Сибирского континента. В результате здесь в интервале 350–320 млн лет сформировался краевой вулканоплутонический пояс, а к концу карбона под воздействием субдукции в СВ направлении (в современных координатах) закрылся Хангайский прогиб. Восточнее в пределах Средне-Гобийского блока магматизм конвергентного типа представлен вулканическими ассоциациями и гранитоидами пермского Северо-Гобийского вулканоплутонического пояса. Магматизм протекал в интервале 300–250 млн лет в результате субдукции литосферы Монголо-Охотского океана в южном (в современных координатах)

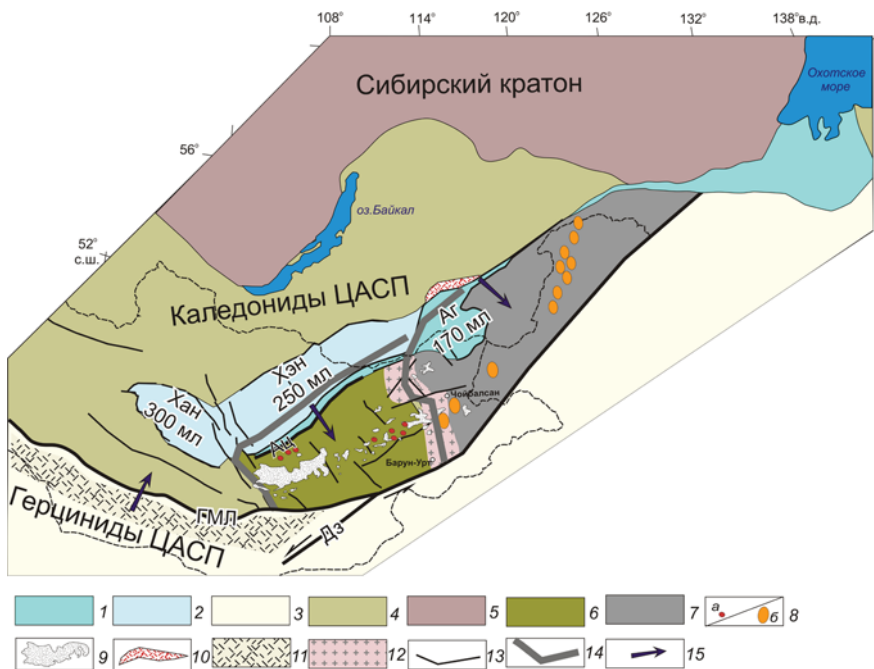


Рис. 1. Схема сегментированного строения МОП.

Секторы МОП и возраст их формирования: Хан – Хангайский, Хэн – Хэнтейский, Аг – Агинский.

1, 2 – островодужные и аккреционные комплексы МОП: 1 – раннемезозойские, 2 – средне-позднепалеозойские; 3–5 – складчатые и кристаллические комплексы: 3 – средне-позднепалеозойские, 4 – раннепалеозойские, 5 – Сибирского континента; 6, 7 – террейны южного обрамления МОП: 6 – Среднегобийский, 7 – Аргунский; 8–12 – магматические комплексы конвергентных обстановок: 8 – с оцененным возрастом: а – интервала 300–248 млн лет, б – интервала 246–200 млн лет, 9 – позднепалеозойского Северо-Гобийского вулканического пояса, 10 – поздне триасового – раннеюрского вулканического пояса каменной свиты, 11 – Южно-Монгольского краевого пояса (350–320 млн лет, 12 – субмеридианального пояса гранитоидов Восточной Монголии; 13 – разломы, 14 – предполагаемые границы Сибирского континента в разных сегментах МОП на время, предшествовавшее коллизии в их пределах, 15 – вектор конвергенции.

Разломы: ГМЛ – Главный Монгольский линеймент, Дз – Дзунбаинский сдвиг, Ац – Адацагская сутура

направлении под структуры Средне-Гобийского блока. Формирование пояса завершилось в конце перми, указывая на закрытие соответствующей (Хэнтейской) части океана и прекращение здесь субдукции.

Северо-Гобийский магматический пояс протягивается на расстояние более 600 км и пространственно ограничен торцовыми границами, западная отвечает разделу с Хангайским сегментом МОП, восточная совпадает с субмеридиональной цепью гранитоидов (рис. 1), протянувшейся между Барун-Уртом и Чойбалсаном в крест простирания структур МОП. Возраст пород этой цепи гранитоидов изучен недостаточно, но имеющиеся (241 и 229 млн лет) оценки позволяют предполагать их формирование в первой половине триаса. Эта цепь гранитоидов разделила область развития пермского магматизма Средне-Гобийского террейна и расположенную к северо-востоку от нее область распространения существенно триасовых магматических пород. Последние сформировались между 247 и 200 млн лет и территориально были связаны с Аргунским террейном с докембрийским основанием, который определяет южное обрамление Агинского сегмента МОП.

Магматические процессы в триасе в Хангайском сегменте не установлены, тогда как в Хэнтейской части МОП в позднем триасе (215–205 млн лет) широко проявился бимодальный и щелочногранитоидный магматизм. Он был связан с режимом рифтогенеза, который охватил территории по обе стороны Монголо-Охотской сутуры. Этот режим проявился спустя более 30 млн лет после начала орогении, прекратившей (~250 млн лет) субдукцию под Средне-Гобийский блок. Скорее всего рифтогенез совпал с распадом орогена. Свидетельством особого геодинамического режима в позднем триасе служат геохимические и изотопные характеристики пород бимодальных и щелочногранитоидных комплексов, отвечающие продуктам плюм-литосферного взаимодействия. Плюмовая составляющая по составу была близка к источнику ОИВ, литосферный компонент отвечал литосферной мантии, метасоматизированной в ходе субдукционных процессов со стороны Монголо-Охотского океана. Весь комплекс геологических, геохимических и изотопных данных по рифтогенному магматизму позволяет говорить о том, что в Хэнтейском сегменте МОП в середине–конце триаса господствовал режим посторогенного коллапса.

В пределах Агинского сегмента МОП раннемезозойский магматизм контролировался процессами коллизии Аргунского террейна с Сибирским континентом. Закрывание этой части МОП протекало в интервале триас – ранняя–средняя юра и сопровождалось процессами двусторонней субдукции, результатом которой стали поздне триасовый–раннеюрский вулканический пояс пород каменной свиты, протянувшийся вдоль северной границы Агинской плиты, и пояс триасовых гранитоидов, сформированный в краевой части Аргунского террейна (рис. 1).

Отмечаемые различия в геологическом строении и развитии структур южного обрамления МОП свидетельствуют, что пояс формировался в ре-

зультате последовательной коллизии с Сибирским континентом разных по строению и по своему исходному палеогеографическому (доколлизиионному) положению блоков. По-видимому, вектор коллизии большинства блоков с Сибирским континентом имел северо-западную–субмеридиональную ориентировку, что определило развитие у этих блоков соответствующих боковых границ, а также широкое участие северо-западных разломов в позднепалеозойской–раннемезозойской структуре Северной Монголии и прилегающих территорий Забайкалья. Первичные размеры этих блоков оценить затруднительно, так как их значительные фрагменты были смещены крупноамплитудными левыми сдвигами, возникшими в области столкновения структур Сибирского и Северо-Китайского континентов в раннем и позднем мезозое.

Работа выполнена в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России No 075-15-2024-641.

**И.К. Козаков¹, А.Н. Диденко², М.О. Аносова³,
Т.И. Кирнозова³**

Образование позднедокембрийских метаморфических поясов ЦАСП в ходе становления и распада суперконтинента Родиния

Геологическое строение Центральной Азии определяется сочетанием двух типов структур [2, 5]. В аккреционной области мозаичного строения – раннекаледонском супертеррейне, представлены фрагменты массивов с кристаллическим основанием, венд-раннепалеозойских океанических бассейнов и островных дуг [7]. Структуры с кристаллическим основанием рассматриваются как микроконтиненты – фрагменты входивших в суперконтинент Родиния континентальных массивов, присоединенных к структурам обрамления Сибирского кратона в ходе развития Палеоазиатского океана. Наиболее крупным массивом, для которого предполагалось дорифейское основание, является Дзабханский микроконтинент.

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ ГЕОХИ РАН, Москва, Россия

Кристаллические комплексы с возрастом метаморфизма около 570–540 млн лет установлены в Тацаингольском блоке юго-восточной части Дзабханского микроконтинента [3], Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива, Канском блоке Восточного Саяна и других структурах каледонского супертеррейна. В большинстве случаев эти породы интенсивно переработаны в условиях высокотемпературного метаморфизма в ходе становления аккреционно-коллизийной структуры супертеррейна в раннем палеозое (около 500–480 млн лет). Результаты Nd изотопных исследований и данные результатов датирования детритовых цирконов свидетельствуют о позднерифейском возрасте данных кристаллических пород.

Геологические, геохронологические и Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что формирование пород всех рассматриваемых позднерифейских и вендских метаморфических комплексов происходило при участии раннедокембрийской континентальной коры, но только как одного из источников, наряду с более молодыми – позднерифейскими, а не в результате простой ее ремобилизации [4].

Позднерифейские процессы проявлены в Дунжугурском (1.02 млрд лет), Шишихидском (0.8 млрд лет), Баянхонгорском (0.66 млрд лет) офиолитовых комплексах; неопротерозойский ювенильный материал представлен в источниках ранне- и позднебайкальских (0.85–0.72 и 0.7–0.62 млрд лет) вулканитов и гранитоидов Байкало-Муйского пояса [1].

Установленные возрастные интервалы позволяют провести корреляцию этапов становления и распада суперконтинента Родиния и образования позднедокембрийских метаморфических поясов. Предполагается, что объединение блоков раннедокембрийской коры завершилось к началу позднего рифея формированием эпигренвиллского суперконтинента Родиния. Можно полагать, что формирование гренвиллид структуры Центральной Азии в интервале около 980–950 млн лет происходило в энсиалических дугах или на шельфе Родинии.

Рифтогенез и дробление краевых участков Родинии с отделением ее фрагментов начались в позднем рифее около 0.86 млрд лет. В пределах же океанического бассейна в обрамлении Родинии в это время фиксируется развитие конвергентных процессов и формирование раннебайкальских метаморфических поясов.

В интервале 800–750 млн лет в ходе главной фазы раскола и дальнейшего раскрытия Палеоазиатского океана фрагменты сформированных позднерифейских поясов перемещались вместе с древними континентальными блоками. В конце позднего рифея и в венде в пределах Палеоазиатского океана проявились процессы конвергенции. Они фиксируются формированием позднебайкальской ювенильной коры Байкало-Муйского пояса и гранулитов богучанского комплекса [6]. На рубеже около 580–

570 млн лет произошло образование внутриокеанических энсиматических островных дуг Баянхонгорского палеобассейна, а в интервале 570–540 млн лет энсиалических дуг Тацаингольского блока, с развитием которых связаны соответствующие метаморфические пояса.

Полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и изотопные данные дают основание полагать, что формирование метаморфических поясов, фрагменты которых представлены в структурах Центральной Азии, на первом этапе (до распада и на начальной стадии распада Родинии) происходило в обрамлении Родинии, по-видимому, вблизи раннедокембрийских массивов. На втором этапе (после главной фазы распада Родинии) формирование вендских метаморфических поясов коррелируется с развитием конвергентных зон в пределах Палеоазиатского океана.

Литература

1. *Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г.* Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652–654.

2. *Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 56–78.

3. *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Анисимова И.В., Козловский А.М., Плоткина Ю.В., Мыскова Т.А., Федосеенко А.М., Яковлева С.З., Сугоракова А.М.* Вендский этап в формировании раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 4. С. 14–39.

4. *Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М.* Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 195–224.

5. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

6. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

7. *Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.

Источники обломочного материала для позднедокембрийских тиллитов ранской свиты Большого Каратау: состав, возраст и реконструкции

Каратау-Джебаглинский докембрийский блок расположен в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), который включает палеозойские орогенные системы Казахского нагорья, Тянь-Шаня и северо-западного Китая. В этой части складчатого пояса широко представлены докембрийские континентальные блоки, в том числе, Каратау-Джебаглинский.

В северо-западной части Каратау-Джебаглинского блока, в районе хребта Большой Каратау широко развиты карбонатно-терригенные отложения условно венд-кембрийского возраста, охватывающие ранскую, косшокинскую и курайлинскую свиты. Данные свиты являются крупной непрерывной трансгрессивной серией морских шельфовых отложений. Породы ранской свиты образовались в результате таяния ледников в прибрежно-морской части бассейна и, вероятно, связаны с оледенением Марино.

Тиллиты ранской свиты залегают на граносиенитах Кумыстинского массива с возрастом 717 ± 4 млн лет [1] и на известняках и доломитах бакырлинской свиты. В основании ранская свита сложена базальными конгломератами, состав которых изменчив по простиранию. Вверх по разрезу они сменяются зеленовато-серыми и сиренево-серыми песчаниками, гравелитами и алевролитами. Мощность свиты изменяется от 30 до 140 м.

Во время полевых работ были изучены тиллиты ранской свиты в районе левого притока реки Аксюмбе. Здесь в зеленом песчано-глинистом матриксе находятся разноразмерные валуны и глыбы до 2 м в диаметре ориентированные в основном вертикально с характерной структурой вдавливания, образующейся в результате падения в результате таяния льда обломков в иловые ледниковые отложения прибрежно-морского генезиса (drop stone). Редко на обломках наблюдается ледниковая штриховка. В обломках преобладают гранитоиды, рассланцованные кварцитосланцевые породы, карбонатные, в том числе метаморфизованные, отложения. Выше прослеживается горизонт карбонатных пород и песчаников.

Преобладание сиалического материала в составе обломочных пород свидетельствует о том, что эти отложения образовались за счет размыва блока земной коры со сформированной континентальной корой.

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

Для оценки возраста пород источников было проведено U-Th-Pb датирование зерен циркона из матрикса тиллитов ранской свиты и 4 валунов гранитоидов в Центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Внутреннее строение цирконов было изучено на сканирующих катодолюминесцентных микроскопах LEO 1430 VP приставкой Detectoe Centaurus, датирование проводилось методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research) (ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск).

В матриксе тиллитов было проанализировано 100 цирконов из которых 94 зерна имеют конкордантные значения. Значения возрастов циркона образуют основные интервалы 740–856 млн лет (32 зерна), 1950–2040 млн лет (14 зерен) и 2200–2630 млн лет (26 зерен). Также встречаются единичные зерна в интервале 869–1068 млн лет (9 зерен), 1380–1860 млн лет (6 зерен) и 2750–2770 млн лет (3 зерна).

Самая молодая популяция из данной выборки имеет неопротерозойский возраст с пиком 765 млн лет. Для них характерна хорошо выраженная осцилляторная зональность, указывающая на их магматическое происхождение. Зерна представлены неокатанными обломками призматического габитуса. Имеется популяция неопротерозойского возраста с пиком 835 млн лет. Зерна данной возрастной популяции имеют округлую, окатанную форму также для них характерно наличие осцилляторной зональности. Имеется возрастная популяция с возрастным пиком 2030 млн лет. Зерна данной популяции в основном имеют окатанную форму.

Эти данные согласуются с результатами датирования детритовых цирконов из позднедокембрийских грубообломочных толщ Улутаусского массива. В пределах улутаусской серии выделяются два горизонта тиллитов и тиллитоподобных конгломератов, представленных сатанской и байконурской свитой. Для сатанской свиты установлено наличие схожих популяций с возрастными пиками 740–890 млн лет с общим пиком 840. Также ранская и сатанская свита имеют общий возрастной пик 2030 млн лет. Для байконурской и ранской свиты наблюдаются схожие интервалы возрастов цирконов 750–890 с общими возрастными пиками 763 и 840 млн лет [2]. Это может указывать на проявления ледниковых процессов в пределах единого континентального блока, где на обширной территории были проявлены субсинхронные тектоно-магматические процессы, обусловленные крупными тектоническими перестройками в его пределах на нескольких возрастных рубежах в палео- и неопротерозе.

Получены следующие оценки возраста гранитов ранской свиты: проба К-84/18 – 746±3 млн лет (14 зерен); К-290/19 – 780±4 млн лет (7 зерен); К-291/19 – 746±3 млн лет (16 зерен); К-294/19 – 788±2.6 млн лет. Во всех

пробах цирконы представлены обломками призматического габитуса с хорошо выраженной осцилляторной зональностью.

Полученные геохронологические данные согласуются с результатами исследования вулканических пород нижележащих свит, в частности кайнарской и бакырлинской. Для кайнарской свиты авторами было установлено два вулканических события на рубеже 745 млн лет и в интервале 766–787 млн лет. Накопление карбонатных пород и туфов бакырлинской свиты происходило синхронно с вулканиками кайнарской свиты 766–787 млн лет.

В юго-западной части ЦАСП в геологической истории Каратау-Таласского и Чу-Кендыктасского континентальных блоках также установлено два эпизода тектоно-магматической активизации в интервале 700–800 млн лет. Оценки возраста обломочных цирконов и апатитов из туфопесчаников курганской формации Каратау-Таласского блока позволяют ограничить время седиментации этих отложений в интервале 750–720 млн лет [3]. В юго-восточной части Чу-Кендыктасского террейна распространены граниты с возрастом 741.5 ± 0.7 млн лет [5].

Время проявления более древнего вулканизма в пределах Каратау-Джебаглинского континентального блока в интервале 766–787 млн лет коррелируется с образованием риолитов копинской свиты – 776 ± 1 млн лет [5] и гранитоидов Актюзского и Кеминского комплексов – 778 ± 6 – 844 ± 9 млн лет [4], Чу-Кендыктасского блока, и отражает еще один эпизод неопротерозойского вулкано-плутонического магматизма, возможно, в пределах единой тектонической структуры.

Таким образом, геохронологическое изучение зерен циркона из матрикса и обломков тиллитов позволило оценить возраст пород на пути движения ледника. В настоящий момент на эрозионном срезе Большого Каратау не установлены магматические комплексы с возрастом, полученным в данной работе для валунов из тиллитов, но присутствующие в соседних тектонических блоках. Распределение возрастов обломочных зерен циркона в матриксах тиллитов ранской свиты Каратау-Джебаглинского и байконурской и сатанской свит Улутауского древних континентальных блоков указывает на возможное проявление ледниковых процессов в пределах единого на тот момент древнего континентального блока.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ FWZN-20022-0036).

Литература

1. Дегтерев К.Е., Третьяков А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. Кумыстинский граносиенитовый комплекс позднего криогения в Большом Каратау (Юж-

ный Казахстан), обоснование возраста // Докл. РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 484. № 5. С. 579–583.

2. Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Ван К.Л., Котов А.Б. Первые результаты изучения обломочных цирконов из позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 479. № 3. С. 293–297.

3. Alexeiev D.V., Khudoley A.K., Du Frane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): Depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research 2023. V. 119. P. 313–340.

4. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collision belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Res. 2012. V. 21. P. 901–927.

5. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asia Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Geological Society of America, Memoir. 2007. V. 200. P. 1–29.

**С.Ю. Колодяжный¹, Е.И. Махиня¹, Е.А. Шалаева¹,
К.И. Данцова¹, Г.Е. Парфенов¹**

Сдвиговые и тектоно-гравитационные структурные ансамбли области сочленения Центрального и Западного сегментов Большого Кавказа (Адыгейский сектор)

Современный ороген Большого Кавказа (БК) представляет собой асимметричный антиклинорий с пологим и слабо деформированным северным крылом (мегазона Северного склона БК) и интенсивно дислоцированным южным крылом, образованным пакетом пластин и складчато-надвиговых чешуй южной вергентности (мегазона Южного склона). В ядре антиклинория экспонированы преимущественно палеозойские гранитно-мета-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

морфические комплексы, составляющие фундамент краевой части эпигерцинской Скифской плиты, переработанной в процессе альпийского тектогенеза [1]. В пределах Адыгейского сектора, соответствующего области сочленения Центрального и Западного сегментов БК на северном склоне орогена, происходит периклиналильное погружение комплексов палеозойского ядра под складчатые толщи мезозоя и кайнозоя Западного Кавказа (рис. 1).

В строении Северной мегазоны участвуют четыре структурных этажа [2]: 1) герцинский (позднепротерозойские и палеозойские гранитно-метаморфические комплексы, перекрытые молассой позднего палеозоя); 2) индосинийский (карбонатные и терригенные толщи триаса); 3) киммерийский (глинистые и песчано-глинистые породы нижней–средней юры); 4) альпийский (карбонатные и карбонатно-терригенные толщи верхней юры – кайнозоя, образующие полого залегающий чехол).

Начиная с олигоцена и до квартера в западной части Предкавказского прогиба развиты терригенные образования (верхнеальпийский подэтаж), которые рассматривают как нижнюю, так и верхнюю молассу [1, 2]. Анализ сейсмостратиграфических разрезов западного Предкавказья показал широкое развитие клиноформных сейсмокомплексов – палеодельт выноса терригенного материала со стороны Восточно-Европейского палеоконтинента [3, 4]. Такие направленные на юг седиментационные потоки существовали вплоть до позднего плиоцена. Из этого следует, что прогибы Предкавказья являются окраинно-континентальными палеобассейнами, которые существовали вплоть до начала плейстоцена и до появления Кавказского орогена [4].

Стремительное (за 2–2.5 млн лет) формирование орогена БК и малые объемы орогенной молассы Предкавказья позволяют поставить вопрос – куда при орогенезе девались осадочные серии, перекрывавшие доюрский комплекс основания? Решение этой проблемы мы наметили в признаках тектонической эрозии орогена БК.

В результате структурных исследований в пределах Адыгейского сектора БК, а также анализа сейсмических разрезов, пересекающих прогибы западного Предкавказья, установлены тектоно-гравитационные detachments, обусловленные соскальзыванием толщ альпийского чехла со склонов орогена БК [3] (рис. 1). Развитие detachments происходило в условиях взброс-сбросового режима деформаций в обстановке субгоризонтального растяжения. Соскальзывание пластин чехла с северного склона БК было динамически скомпенсировано структурами скупивания и нагнетания в пределах Предкавказского прогиба. При этом на участках выполаживания и ступенчатых изгибов поверхностей скольжения были сформированы погребенные чешуйчато-надвиговые структуры, надвиговые дуплексы и рамповые складки.

Рис. 1. Тектоническая схема области сочленения Западного и Центрального сегментов Большого Кавказа (БК) (на основе [2] с дополнениями).

Зоны нарушений: АХ – Ахтырская, ПА – Пшехско-Адлерская, ПТ – *Пшекиш-Тырныаузская*, ГК – Главный Кавказский разлом. Выступы доюрских комплексов: РФ – Руфабго, СХ – Сахрайский, ДХ – Даховский, ПБ – Пшекиш-Бамбакский, ЛБ – Лабинский, СФ – Софийский, ЧГ – Чугушский. На врезке показаны стадии развития аксоноклинальных структур в зоне сдвига и механизм тектонической эксгумации кристаллического фундамента (КФ).

1–5 – структурные этажи Северного склона БК: 1 – герцинский, 2 – индосинийский, 3 – киммерийский, 4 – нижеальпийский, 5 – верхнеальпийский; 6, 7 – структурно-формационные зоны Южного склона БК: 6 – Новороссийско-Лазаревская, 7 – Гагро-Джавская; 8–12: 8 – шарьяжи, 9 – взбросы и надвиги, 10 – сбросы, 11 – детачменты, 12 – комбинированные; 13 – структурные поверхности, осложненные аксоноклиналями; 14–16 – направления перемещений: 14 – сдвиговых, 15 – горизонтальных (тангенциальных), 16 – ротационных; 17 – оси главных напряжений (на врезке)

В карбонатных толщах верхней юры, образующих клиновидный выступ пород альпийского чехла в области плато Лагонаки, были отмечены кинематические признаки скольжения толщ в северо-западном (кавказском) направлении (рис. 1). Это было обусловлено гравитационным осепродольным соскальзыванием горных масс вдоль периклинального погружения орогена БК, который испытывал проградацию и последовательное воздымание в ЗСЗ направлении.

На южном окончании клиновидного выступа плато Лагонаки, в области динамического влияния Главного Кавказского разлома, обособлен Фишт-Оштенский горный массив, сложенный рифовыми известняками верхней юры. Массив ограничен правосторонним (с запада) и левосторонним (с востока) сдвигами транскавказской Пшехско-Адлерской зоны. Сопряженное развитие этих сдвигов в условиях взбросо-сдвигового режима деформаций обусловило формирование Фишт-Оштенской латеральной экструзии с выдвиганием горных масс в южном направлении (рис. 1).

К востоку и ЮВ от плато Лагонаки расположена область периклинального погружения комплексов палеозойского ядра (фундамента) БК, которые образуют серию кулисно расположенных линзовидных выступов – антиформных поднятий и горст-антиклиналей со сложной полискладчатой внутренней структурой (рис. 1). Выступы обрамлены относительно слабо дислоцированными песчано-сланцевыми толщами киммерийского структурного этажа. Интенсивность деформаций заметно возрастает по мере приближения к Главному Кавказскому разлому, в области виргации Пшекиш-Тырныаузской зоны, а также вдоль тектонических ограничений выступов палеозойского фундамента. Линзовидные выступы фундамента

(Чугушский, Пшекиш-Бамбакский и др.) пересечены диагональными разрывами с комбинированной, но существенно правосдвиговой кинематикой. Разрывы ограничивают системы блоков, испытавших относительные перемещения по принципу правосдвиговых структур домино (рис. 1).

В строении выступов фундамента и обрамляющих толщ мезозоя обозначены также крупные аксоноклинали – асимметричные в плане горизонтальные складки и флексуры с наклонными (более 20°) и субвертикальными шарнирами. В области смыкающих крыльев аксоноклиналей отмечается изгиб и изменение простираний более ранних складчато-разрывных структур. Большинство аксоноклиналей имеют Z-образную (правосдвиговую) морфологию. В выступах фундамента сохранились фрагменты смыкающих крыльев, дезинтегрированных аксоноклиналей. Они представлены субмеридиональными системами разрывно-складчатых нарушений, ориентированных дискордантно к структурам кавказского простирания, развитых в обрамляющих выступы киммерийских толщах. Широкое развитие крупных (1–20 км) аксоноклиналей на северном склоне БК обуславливает многократное сдвигание разреза толщ доальпийского основания в горизонтальной плоскости.

Крупная Z-образная аксоноклинали осложняет толщу триаса (индосинийский этаж), экспонированную в Сахрайском антиформном выступе (рис. 1). По направлению к ЮВ во многом аналогичная аксоноклинали развита в области периклинального погружения гранито-гнейсового ядра Лабинского массива. В смыкающем крыле этой структуры субмеридиональные разрывы имеют сложную кинематику: установлены взбросовые, надвиговые, сдвиговые и сбросовые перемещения. Южное крыло Лабинской аксоноклинали сливается с Пшекиш-Тырнаузской зоной правого сдвига, имеющей амплитуду смещения около 45 км (рис. 1).

Менее крупная аксоноклинали установлена в области Даховского массива, сложенного гранитоидами и гнейсами. В ее строении участвует зона полигенного меланжа, развитая вдоль северного обрамления массива и на восточном фланге его замыкания. В строении зоны меланжа и в самом Даховском массиве установлены кинематические индикаторы, указывающие на многоплановые перемещения, суммарным эффектом которых явилась тектоническая эксгумация пород фундамента.

По результатам исследований составлена графическая модель стадий развития аксоноклиналей. Система складчато-надвиговых нарушений, находясь в условиях косоугольного сжатия (транспрессии), испытывает изгиб в горизонтальной плоскости (рис. 1, врезки 1-2). Формируется горизонтальная флексура, в смыкающем крыле которой ранние складчато-надвиговые структуры сжатия в результате вращения переориентированы и занимают позицию, благоприятную для развития структур растяжения. При этом ранние надвиги трансформируются в пологие сбросы, вдоль которых

происходит соскальзывание пластин с подстилающих комплексов пород (рис. 1, врезки 2-3). В случае Даховского и Лабинского массивов это обусловило тектоническую экспозицию пород кристаллического фундамента (КФ) на предкелловейскую эрозионную поверхность в конце киммерийского этапа деформаций (рис. 1, врезка 3). Последующие сдвиговые перемещения приводят к вращению смыкающего крыла горизонтальной флексуры к позиции структур сжатия. Сбросы трансформируются во взбросы и надвиги, а горизонтальная флексура – в асимметричную Z-образную (в данном случае) аксоноклиналь (рис. 1, врезка 4).

Заключение

В широкой полосе северного склона БК в комплексах пород доальпийского основания широко развиты структурные парагенезы, в частности, крупные Z-образные аксоноклинали, связанные с проявлением правосторонних сдвиговых перемещений. Процессы формирования присдвиговых аксоноклиналей обусловили существенное изменение простираний доальпийских структур за счет их вращения по часовой стрелке, а также к локальной тектонической эксгумации комплексов доюрского основания БК в процессе киммерийской фазы складчатости. На этапе позднеальпийской орогении в пределах северного склона БК большое значение имели процессы, связанные с развитием тектоно-гравитационных детачментов, обусловивших частичную тектоническую эрозию толщ альпийского чехла. Тектоническая активность, связанная со сдвиго-надвиговыми перемещениями в условиях транспрессии, на этом этапе мигрировала в область южного склона БК и западных его сегментов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского Научного Фонда № 24-27-00252, <https://rscf.ru/project/24-27-00252/>

Литература

1. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Изд. второе. Серия Кавказская Лист L-37-XXXV. Майкоп. Объяснительная записка. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др. 2004.
3. Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др. Тектоно-гравитационные детачменты альпийского чехла северного склона Большого Кавказа и Западно-Предкавказского прогиба (адыгейский сегмент) // Геотектоника. 2024. № 6.
4. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84. DOI: 10.24887/0028-2448-2023-9-78-84.

Особенности тектонического строения Кютингдинского грабена по результатам комплексной интерпретации потенциальных полей и современных сейсмических данных

Кютингдинский грабен – это уникальная, вытянутая в северо-западном направлении блоковая структура на северо-востоке Сибирской платформы в республике Саха (Якутия), в тектоническом плане расположенная на Оленекском своде в зоне сочленения северо-восточной части Сибирской платформы (Анабарской антеклизы), северо-западной части Предверхо-янского и южной части Лено-Анабарского краевых прогибов.

В южной части под маломощным (от 500 м) чехлом кембрийских и пермских отложений по гравимагнитным данным выделяется и по сейсмическим данным доказан глубокий (более 5 км) грабен северо-западного простирания. В поперечном сечении грабен имеет ширину более 50 км, его протяжённость по комплексным геолого-геофизическим данным составляет около 70 км. В 2022 г. в рамках изучения регионального геологического строения Дьяппальского и Кютингдинского участков были проведены работы по комплексной аэрогеофизической съемке (аэромагнитометрия, аэрогравиметрия), главными задачами которых являлось изучение глубинного геологического строения осадочного чехла и фундамента грабена, создание его геолого-геофизической модели на основе анализа редкой сети сейсмических профилей и новых данных аэрогеофизической съемки.

Изучение этого региона аэрогеофизическими работами проводилось, начиная с 50-х годов прошлого века и, практически вся территория была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000, в то время как сейсмическая изученность региона исследования остается крайне низкой. Непосредственно в пределах контура аэрогеофизической съемки (не в границах самого грабена) расположены три скважины: Тюмятинская-50, Дьяппальская-1, Говоровская-1. Пробуренными скважинами уточнена стратиграфия, разбивки разреза скважин, изучено литологическое строение осадочного чехла и фундамента, позволившее выявить в том числе наличие пластов–коллекторов.

По структурным признакам и составу отложений осадочный чехол территории разбивается на две толщи, сопоставляемые с преимущественно карбонатными рифейско-среднепалеозойскими, и терригенными

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Россия

² АО «ГНПП «Аэрогеофизика», Москва, Россия

верхнепалеозойско-триасовыми структурно-формационными комплексами (СФК).

Ленская субмеридиональная ветвь Предверхоанского прогиба пересечена рядом профилей, позволивших исследователям [2] выделить Кютингдинский грабен. Отметим, что в Кютингдинском грабене практически все бортовые сбросы, ограничивающие докембрийские осадочные толщи на бортах, имеют вероятнее всего допермский и возможно девонский возраст.

К позднему палеозою на фоне общего поднятия Сибирской платформы произошел рифтогенный раскол коры по серии грабенов. В результате рифтогенеза, начавшегося в девоне, образовался Верхоанский палеорифт, который начал развиваться в зарождающийся океан. В позднем палеозое западная периферия океана представляла собой пассивную континентальную окраину. Кютингдинский грабен, согласно общим представлениям истории развития восточной части Сибирской платформы, представляется как слепая нераскрывшаяся ветвь рифтовой системы, сформированной в результате рифтогенеза в девонское время. Кютингдинский грабен сильно дислоцирован, имеет асимметричное строение, на сейсмическом разрезе вкрест его простирания отчетливо видно ступенчатое погружение фундамента на северо-восток. Интенсивность гравитационного поля в пределах грабена изменяется от -24 до -5 мГл. Северо-западная часть грабена представляет собой пологую моноклираль в фундаменте, погружающуюся на северо-запад. Согласно площадной карте магнитного поля все блоки грабена поражены интрузиями, за исключением самого северного из них.

Согласно модели Мигурского Ф.А. и Якуповой Е.М. [1], с учетом результатов сейсмического профилирования 2016 года, образование Кютингдинского грабена, началось в живетском веке. Однако разломное сочленение морского преимущественно карбонатного осадочного выполнения грабена (венд–кембрий – средний палеозой) заставляет предположить более молодой (пермский) возраст разломов и рифтовых движений. Внутреннее строение Кютингдинского грабена в нём предполагает наличие эвапоритовых девонских отложений. На основе этих данных прогнозируется надежный региональный флюидоупор для девонских и нижележащих отложений.

Учитывая имеющиеся точки зрения на строение этой территории, можно сказать, что система грабенов, сформированная на платформенном основании востока Сибирской платформы, заложила основу для опускания суши и формирования мощного верхнепалеозойского–мезозойского верхоянского комплекса. Таким образом, в основании грабена на мало-мощных образованиях рифея, залегает существенно карбонатный, в меньшей степени терригенный, платформенный венд-кембрийский осадочный комплекс.

По потенциальным полям следует отметить следующие особенности Кютингдинского грабена. Грабен интенсивно нарушен разрывами сбросового характера. При этом южная и северная части грабена резко отличаются по магнитным свойствам. Южная часть грабена проявляется более резко и обладает высокой магнитной восприимчивостью, в отличие от северного блока. Связано это с интрузиями триасового базальтового магматизма на территории юго-западной части, который проявился, по-видимому, уже после окончания активных тектонических движений, связанных с формированием грабена. По потенциальным полям выделяются значительное количество протяженных тектонических нарушений субпараллельных бортам грабена, которые также подтверждаются по сейсморазведочным данным. При этом в северной части грабена нарушения затрагивают практически весь комплекс отложений, в то время как в южной части большинство нарушений затухает в пермо-триасовом комплексе, либо в девоне [1].

Выявленное максимальное (по потенциальным полям) проседание поверхности фундамента (возможно до 7 км) фиксируется у северной границы, где, начиная с конца девона до перми, судя по временным толщинам карбона, наиболее интенсивно прогибался северо-восточный блок. Триасовый базальтовый магматизм на территории юго-западной части проявился, по-видимому, уже после окончания активных тектонических движений, связанных с формированием грабена. Интрузия этого возраста прорывает верхнепалеозойские и триасовые отложения в юго-западной части профиля, обнажается на поверхности, где сопровождается эффузивными излияниями.

Предполагаемое наличие регионального флюидоупора – эвапоритовой толщи, наличие отложений куонамской свиты и перекрытие мезозойским чехлом говорит о высоких перспективах нефтегазоносности Кютингдинского грабена.

Бурение поисково-разведочной скважины на отложения венда, кембрия и перми является логичным продолжением изучения грабена при постановке дальнейших региональных геологоразведочных работ.

Литература

1. Якупова Е.М. Нефтегазоперспективность складчато-надвигового пояса северной части Предверхоянского прогиба // Актуальные проблемы нефти и газа. 2018. Т. 22. № 3. С. 1–12.

2. Мигурский Ф.А., Смирнов М.Ю., Попов Д.Д. и др. Геологический отчет по объекту «Выполнить оценку перспектив нефтегазоносности районов перикратонного обрамления восточной части Сибирской платформы». ФГБУ «ВНИГНИ», 1416 л., г. Москва, М.: Росгеолфонд, 2016. 524681.

Трехмерное моделирование тепловой истории Прикаспийской впадины

Авторами работы выполнено численное моделирование осадочного бассейна и эволюции углеводородных систем Прикаспийской впадины.

Моделирование углеводородной системы Прикаспийской впадины проводилось в программном пакете МОБиУС (ООО «Лаборатория геологии» (SBmG), Москва) по стандартной методике [1], включающей создание трехмерной структурной модели, калибровку тепловой модели по данным температур и витринита по скважинам, трехмерное моделирование истории погружения, тепловую историю и историю генерации и миграции углеводородов, калибровку трехмерной модели по известным месторождениям УВ.

Трехмерная структурная модель составлена на основе 11 структурных карт (фундамент, нижний девон, карбон, нижняя пермь, кровля солей, юра, мел, палеоген, сармат, плиоцен, современный рельеф). Литологическое наполнение модели, обстановки осадконакопления и соответствующие им палеоглубины использованы по работам [2, 3].

Калибровка модели прогрева выполнена на основе скважинных данных. Для калибровки использованы замеры температур и отражательной способности витринита по 10 скважинам Каспийского региона. Результаты калибровки показали хорошую сходимость рассчитанной модели тепловой истории и замеренных значений витринита и температуры.

Область моделирования является областью активного развития соляного диапиризма, в результате которого мощность соленосных отложений (кунгур) значительно менялась в ходе геологической истории в результате перетекания материала. Для того, чтобы корректно выполнить трехмерную реконструкцию погружения подсолевых толщ необходимо было реконструировать мощность соленосных отложений на конец времени их образования. Для этого был использован метод объемного баланса материала. Исходная мощность солей восстановлена кинематически на основе вычисленного объема соли в пределах бассейна дренажа для каждого соляного купола. При моделировании тепловой истории был учтен термальный эффект солей.

Произведен расчет степени зрелости ОВ в подсолевых и надсолевых нефтегазоматеринских свитах. Выполнена оценка суммарной генерации

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

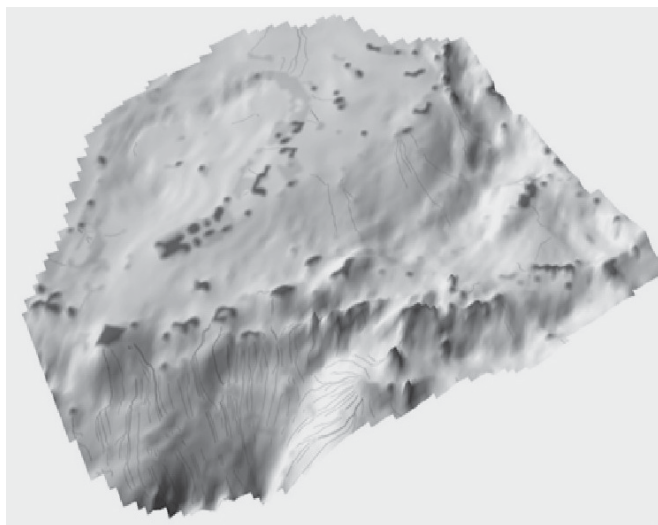


Рис. 1. Пример расчета миграции и аккумуляции УВ в меловом коллекторе в Прикаспийском бассейне. Серые линии – пути миграции УВ, темные области – места аккумуляции УВ

углеводородов. Рассчитаны направления миграции и места возможной аккумуляции.

Анализ результатов моделирования показывает, что в регионе существовали три больших региональных «кухни» УВ: Прикаспийская – в пределах Прикаспийской впадины, Карпинско-Южно-Эмбинская – в пределах кряжа Карпинского и Южно-Эмбинской системы прогибов и Терско-Каспийская, расположенная к юго-западу от моделируемой территории. Нефтегенерация в палеозойских отложениях Прикаспийской впадины началась в позднем девоне, нефтегенерация в мезозойских отложениях – в олигоцене.

На миграцию УВ и формирование месторождений большое влияние оказывают перестройки структурного плана, в том числе вследствие галокинеза, конфигурация коллекторов, возможность миграции углеводородов по разрывным нарушениям, а также конфигурация структурного плана на путях миграции на момент миграции УВ (наличие перехватывающих структур).

Литература

1. *Ершов А.В.* Методы математического моделирования осадочных бассейнов // Никишин А.М., Ершов А.В., Копаевич Л.Ф. и др. Геоисторический и

геодинамический анализ осадочных бассейнов МПР РФ, ЦРГЦ. М.: Геокарт, 1999. С. 175–300.

2. Антипов М.П., Быкадоров В.А., Волож Ю.А. Курина Е.Е., Патина И.С., Постникова И.С., Сапожников Р.В., Хераскова Т.Н. ГИС-Атлас Каспийского региона. М.: ГИН РАН, 2007.

3. Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Сенин Б.В. Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2004. 342 с.

**А.В. Корсаков¹, Е.Е. Подугольникова¹, С.П. Демин¹,
Д.С. Михайленко¹, В.П. Чупин¹, Ш.А. Одинаев^{2,3},
М.Л. Гадоев³**

**Строение литосферы в пределах
Дункельдыкского комплекса (Восточный Памир)
по данным изучения ксенолитов из трубки взрыва
«Эклогитовая»**

Термическая структура коллизионных орогенных поясов зависит от множества факторов, включая скорости субдукции, аккреции и денудации, радиогенное выделение тепла, теплопроводность и реологию подстилающей литосферной мантии [1–5]. Поскольку большинство из этих факторов эволюционируют в ходе орогенеза, тепловая структура изменяется по мере утолщения литосферы, ее термической релаксации и разрушения. Следовательно, понимание термической структуры важно для прогнозирования общего реологического поведения коллизионных орогенных поясов – например, возможно ли частичное плавление и на каких глубинах оно может происходить [6–10]. Наиболее глубинные ассоциации, встречающиеся в различных орогенах мира, формировались в поле стабильности коэзита [11–13] или алмаза [14–18]. Однако большинство пород на регрессивном этапе метаморфизма подвергаются значительным преобразованиям, в результате чего первичные высоко-

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

² Институт геохимии Гуанчжоу, Китайской академии наук, Гуанчжоу, Китай

³ Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Национальной академии наук Таджикистана, Душанбе, Таджикистан

барические ассоциации могут быть уничтожены полностью. В пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса эклогиты, включая ультравысокобарические разновидности, и изофациальные им породы известны практически во всех орогенных комплексах [19] за исключением Памира, на территории которого коренные выходы эклогитов и изофациальных им пород не известны. Подобно Тибету, Памирские горы представляют собой плато с утолщенной земной корой мощностью около 65 км [20]. Оно образовалось в результате кайнозойского внутриконтинентального сжатия на 1800–2100 км [21], вызванного столкновением Индии и Евразии. В горах Памира все еще происходит сжатие со скоростью 16–29 мм/год [22]. Внутриконтинентальная субдукция сопровождается среднеглубинной сейсмичностью [23].

Вулканические трубки, в которых находятся изученные нами ксенолиты (впервые описанные Э.А. Дмитриевым [24]), относятся к магматическому полю Дункельдык на Восточном Памире. Дункельдыкское магматическое поле является проявлением самого молодого магматизма в горах Памира возрастом около 11 млн лет (по данным [25]). В пределах этого поля Дмитриевым описаны дайки, трубки взрыва и субвулканические тела, состав которых варьирует от щелочных ультракалийевых базальтов до трахитов, сиенитов и карбонатитов. Дункельдыкское магматическое поле выходит на поверхность между позднетриасово-раннеюрским танымасским и позднеюрско-раннемеловым рушан-пшартским разломами в зоне деформации активного Каракорумского разлома [24]. По данным Луткова [26], среди ксенолитов преобладают эклогиты и гранат-омфацитовые гранулиты (38%), флогопитовые пироксениты и глиммериты (19%), гранат-биотитовые клинопироксениты (15%), гранат-биотитовые гнейсы (8%), гранат-кианитовые гранулиты (6%), гранатовые гнейсы (4%), флогопит-гранатовые вебстериты (3%) и на долю остальных типов пород 7%. Наши наблюдения несколько отличаются от данных, полученных Лутковым. Так, например, по нашим оценкам доля гранат-кианитовых ксенолитов достигает 15%. Вероятно, эти различия связаны с различным способом выделения типов пород по минеральной ассоциации. В нашем исследовании к гранат-кианитовым гранулитам мы относили все ксенолиты гранулитов, содержащие кианит, вне зависимости от доли данного минерала в породе. Размер наиболее крупных из исследованных нами ксенолитов достигал 70 см в диаметре, тогда как размер подавляющего большинства ксенолитов колеблется от 5 до 30 см. Большинство из них слоистые, но при этом встречаются и массивные разновидности. Термобарометрия, основанная на равновесии между гранатом и клинопироксеном, показала, что эклогиты находятся в равновесии при температуре 1000–100 °С и давлении 2.5–2.8 ГПа. Наличие первичных расплавных включений в гранате позволяет предполагать, что данные эклогиты явля-

ются реститами дегидратационного плавления корового материала в условиях высоких давлений. Биотит-содержащие образцы являются одними из наименее глубинных и, вероятнее всего, не были затронуты процессами частичного плавления. Гранат-кианитовые гранулиты характеризуются большим диапазоном условий образования. P - T -параметры (1.8–2.4 ГПа и 950–1100 °С) наиболее глубинных разновидностей близки к таковым для эклогитов. Наличие графита в образцах указывает на их осадочный протолит. Многочисленные расплавные включения диагностированы в порфиробластах граната, кианита, клинопироксена, а также минералах матрикса – кварце и полевоом шпате. Состав этих включений соответствует богатым калием кислым расплавам от риодацитов до риолитов. Концентрация H_2O в них варьирует от 1 до 4 мас.%, а концентрация CO_2 оценивается ~1 мас.% [27]. SHRIMP U-Pb датирование возраста включения кислого состава (14.4±1.6 млн лет) в зерне циркона в кианите из Grt-Ку гранулита свидетельствует о том, что синхронные процессы частичного плавления и высокобарического минералообразования происходили незадолго до выноса ксенолитов щелочными базитовыми расплавами, возраст которых составляет 11 млн лет [25]. Гранат-флогопитовые вебстериты характеризуются температурами образования 890–1050 °С и 2.0–3.5 ГПа. Однако редкие находки включений амфибола в гранате указывают, что протолит этих пород был амфиболизирован, а его трансформация в наблюдаемую ассоциацию могла происходить уже при высоких P - T -параметрах.

Полученные нами данные свидетельствуют о том, что в составе литосферы под трубкой «Эклогитовая» преобладает коровый материал, среди протолитов которого можно выделить метаосадочные и метамагматические разновидности, тогда как классические мантийные ассоциации (лерцолиты, гарцбургиты или дуниты) не установлены. Частичное плавление корового субстрата и отделение кислых ультракалиевых расплавов может приводить к образованию эклогитовой ассоциации в реститах. Повышенная плотность этих реститов будет способствовать дальнейшему погружению корового материала на мантийные глубины.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ, проект № 24-17-00164.

Литература

1. Huerta A.D., Royden L.H., Hodges K.V. The thermal structure of collisional orogens as a response to accretion, erosion, and radiogenic heating // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 15287–15302.
2. Peacock S.M. Ultrahigh-pressure metamorphic rocks and the thermal evolution of continent collision belts // The Island Arc. 1995. V. 4. P. 376–383.

3. *Pope D.C., Willett S.D.* Thermal-mechanical model for crustal thickening in the central Andes driven by ablative subduction // *Geology*. 1998. V. 26, № 6. P. 511–514.
4. *Royden L.H.* The steady state thermal structure of eroding orogenic belts and accretionary prisms // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 4487–4507.
5. *Ueda K., Gerya T.V., Burg J.-P.* Delamination in collisional orogens: Thermomechanical modeling // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. B08202.
6. *England P.C., Thompson A.B.* Pressure–Temperature–Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust // *J. Petrology*. 1984. V. 25, № 4. P. 894–928.
7. *Hacker B.R. et al.* Hot and Dry Deep Crustal Xenoliths from Tibet // *Science*. American Association for the Advancement of Science, 2000. V. 287. № 5462. P. 2463–2466.
8. *Hermann J. et al.* Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones // *Lithos*. 2006. V. 92. P. 399–417.
9. *Korsakov A.V., Hermann J.* Silicate and carbonate melt inclusions associated with diamonds in deeply subducted carbonate rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241. № 1. P. 104–118.
10. *Patiño Douce A.E., Harris N.* Experimental Constraints on Himalayan Anatexis // *J. Petrology*. 1998. V. 39, № 4. P. 689–710.
11. *Chopin C.* Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of Western Alps: a first record and some consequences // *Contrib. Minera. Petrol.* 1984. V. 86. P. 107–118.
12. *Chopin C.* Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 212. P. 1–14.
13. *Smith D.C.* Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics // *Nature*. 1984. V. 310. P. 641–644.
14. *Лаврова Л.Д. и др.* Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 213 с.
15. *Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А.* Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрии Кокчетавского массива // *ДАН СССР*. 1972. V. 203, № 3. P. 674–676.
16. *Kotková J., O'Brien P.J., Ziemann M.A.* Diamond and coesite discovered in Saxony-type granulite: Solution to the Variscan garnet peridotite enigma // *Geology*. 2011. V. 39. № 7. P. 667–670.
17. *Massonne H.-J.* A new occurrence of microdiamonds in quartzfeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany and their metamorphic evolution // *Proceedings of 7th International Kimberlite conference*. 1999. V. 2. P. 533–539.
18. *Sobolev N.V., Shatsky V.S.* Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*. 1990. V. 343. P. 742–746.

19. *Liou J. et al.* Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: the Himalayan model // *International Geology Review*. 2004. V. 46. № 1. P. 1–27.
20. *Belousov V.V. et al.* Structure of the lithosphere along the deep seismic sounding profile: Tien Shan–Pamirs–Karakorum–Himalayas // *Tectonophysics*. 1980. V. 70. № 3. P. 193–221.
21. *Johnson M.R.W.* Shortening budgets and the role of continental subduction during the India–Asia collision // *Earth-Science Reviews*. 2002. V. 59. № 1. P. 101–123.
22. *Mohadjer S. et al.* Partitioning of India-Eurasia convergence in the Pamir-Hindu Kush from GPS measurements // *Geophysical Research Letters*. 2010. V. 37. P. L04305.
23. *Negredo A.M. et al.* Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir–Hindu Kush region // *Earth Planet. Sci. Lett.*. 2007. V. 259, № 1. P. 212–225.
24. *Дмитриев Э.А.* Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Дониш. Душанбе, 1976. 167 с.
25. *Hacker B.R. et al.* Near-Ultrahigh Pressure Processing of Continental Crust: Miocene Crustal Xenoliths from the Pamir // *J. Petrology*. 2005. V. 46, № 8. P. 1661–1687.
26. *Лутков В.С.* Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксенит-эклогит-гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах южного Памира, Таджикистан // *Геохимия*. 2003. № 3. P. 254–265.
27. *Корсаков А.В. и др.* Включения расплава в минералах ксенолитов гранулитов из диатрем Восточного Памира (Таджикистан): свидетельства инконгруэнтного плавления на границе коры и мантии // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2024. (принято к печати).

Формирование континентальной коры каледонских и герцинских складчатых областей Восточного Казахстана

Проблемы формирования континентальной коры, скоростей ее роста и распределение масс коры различного возраста являются одними из наиболее актуальных и дискуссионных фундаментальных проблем в науках о Земле. В истории Земли могут быть выделены два крупных этапа, различающиеся механизмами формирования континентальной коры. На первом этапе – в архейское время формирование первичной континентальной коры связывается с плавлением основания утолщённой метабазитовой коры и последующим образованием расплавов тоналит-трондьемитового состава [1, 2]. На втором этапе – в протерозое и фанерозое формирование континентальной коры связывается с многоактным переплавлением и последующей дифференциацией материала базитовой коры в конвергентных и внутриплитных обстановках [1, 3, 4]. На всех этапах эволюции континентальной коры происходит формирование гранитоидов, состав которых может отражать степень ее зрелости. Первичные выплавки из базитов океанической коры представлены низкокалийевыми известковистыми тоналитами и плагиогранитами, соответствующими по составу гранитоидам М-типа. Наиболее типичной обстановкой формирования таких пород являются внутриокеанические (энсиматические) дуги, однако образование таких пород возможно также при плавлении толеитовых базитов и на более поздних этапах развития орогенов. Кору, которая образовалась в результате длительного внутриокеанического островодужного магматизма, принято рассматривать как кору переходного типа. С увеличением степени зрелости и дифференциации коры, составы выплавляющихся гранитоидов будут соответствовать породам известково-щелочной и щелочно-известковой серий. При этом геохимический тип гранитоидов будет определяться в первую очередь характеристиками преобладающих субстратов. Наиболее распространенными являются гранитоиды I-типа, гибридные I-S-породы, реже S-типа. Формирование континентальной коры на этом этапе связано с конвергентными обстановками на границах плит (зрелые островные дуги и активные континентальные окраины).

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

² Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Индикатором формирования континентальной коры является становление крупных гранитоидных батолитов известково-щелочной серии. Последующее плавление коровых субстратов, как правило, будет приводить к формированию высококальциевых железистых гранитоидов, которые могут быть отнесены к А-типу. С точки зрения эволюции континентальной коры формирование таких гранитоидов может свидетельствовать о достижении высокой степени зрелости коры в пределах крупного сегмента складчатого сооружения. В качестве обстановок формирования подобных гранитоидов чаще всего рассматриваются внутриплитные процессы (континентальный рифтогенез, плюмовый андерплейтинг).

В данной работе представлено описание процессов формирования континентальной коры на востоке раннепалеозойской Бошекуль-Чингизской и в позднепалеозойской Обь-Зайсанской складчатых областях, расположенных в западной части Центрально-Азиатского пояса. Объектами исследования являются гранитоидные батолиты, локализованные на территории Восточного Казахстана в пределах полигона между Чингизским и Иртышским разломными зонами.

Проведённые U-Pb геохронологические исследования позволили установить, что в пределах восточной части Бошекуль-Чингизской складчатой области (Чингиз-Тарбагатайская зона) главные этапы гранитообразования отвечают раннему–среднему кембрию (512–509 млн лет), позднему силуру (428–425 млн лет), раннему девону (414–409 млн лет), середине каменноугольного времени (323 млн лет) и концу каменноугольного – началу пермского периодов (302–277 млн лет). Кембрийские гранитоиды представлены известковистыми плагиигранитами и тоналитами М-типа, связанными с эволюцией раннепалеозойских энсиматических островных дуг. В силурийское время формировались известково-щелочные амфиболовые и биотит-амфиболовые гранодиориты, граниты I-типа, завершающие эволюцию островных дуг с корой переходного типа. Массивы раннего девона сложены известково-щелочными и щелочными гранитами и лейкогранитами, которые могут быть классифицированы как переходные породы I-A-типов. Массивы каменноугольного и пермского возрастов в основном представлены известково-щелочными и щелочными гранитами и лейкогранитами А-типа.

Изменение состава гранитоидов восточной части Чингиз-Тарбагатайской зоны позволяют проследить эволюцию земной коры данного блока от энсиматической островной дуги до области со зрелой континентальной коры в течении около 230 млн лет.

В Обь-Зайсанской складчатой области характерна приуроченность гранитоидов разного возраста к определенным сегментам. В восточной части Жарма-Саурской зоны выявлено большое количество интрузивов, сложенных амфиболовыми и биотит-амфиболовыми известковистыми и

известково-щелочными гранодиоритами средне-позднекаменноугольного возраста, при этом более молодые гранитоиды здесь не установлены. Во всех остальных зонах этой области наиболее древние гранитоиды имеют позднекаменноугольный возраст, а большая часть интрузивов являются раннепермскими. В Чарской (Западно-Калбинской) и Калба-Нарымской зонах наиболее ранние гранитоиды представлены плагиогранитами кунушского комплекса, которые могут быть отнесены к М-I-типу. Выявление таких пород позволяет предполагать, что к концу каменноугольного времени в фундаменте этой части Обь-Зайсанской области еще сохранялась слабо переработанная кора океанического типа. В дальнейшем здесь формируются крупные массивы биотитовых известково-щелочных гранодиоритов и гранитов гибридного S-I-типа, а на завершающем этапе – известково-щелочные и щелочные гранитоиды А-типа. Гранитоидный магматизм восточной части Обь-Зайсанской складчатой области охватывал относительно узкий временной интервал от 310 млн лет до 275 млн лет (35 млн лет), в течение которого была сформирована континентальная кора этого региона.

Таким образом, изменения составов гранитоидов во времени позволяют проследить эволюцию земной коры Боцекуль-Чингизской и Обь-Зайсанской складчатых областей от ювенильной коры в основании крупных блоков до таковых со зрелой континентальной корой. Континентальная кора Чингиз-Тарбагатайской зоны была в основном сформирована к концу силура в результате длительной эволюции островных дуг с корой океанического и переходного типов. В дальнейшем эта кора в течение девонского и каменноугольного времени подвергалась переработке, в результате которой к началу перми превратилась в зрелую континентальную кору. Континентальная кора восточной части Обь-Зайсанской складчатой области также была сформирована к началу перми, но в течение гораздо более короткого временного интервала. На завершающем этапе корообразования ведущую роль здесь играли процессы пост-коллизийного растяжения и мантийного андерплейтинга.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 24-77-10050).

Литература

1. *Taylor S.R.* The continental crust: Its evolution and composition / S.R. Taylor, S.M. McLennan (Eds.). London: Blackwell, 1985. 312 p.
2. *Туркина О.М.* Модельные геохимические типы тоналит-трондьемитовых расплавов и их природные эквиваленты // *Геохимия*. 2000. №7. С. 704–717.
3. *Rudnick R.L.* Making continental crust // *Nature*. 1995. V. 378. P. 571–578.

4. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8.

**А.В. Котляров¹, В.А. Симонов¹, А.В. Яковлев²,
А.А. Кирдяшкин¹**

Глубинная модель магматических систем в районе тройного сочленения Буве, Южная Атлантика

Район тройного сочленения срединно-океанических хребтов (СОХ) около острова Буве в 1994 г. был детально исследован итальянскими и российскими учеными во время совместной экспедиции 18-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в Южной Атлантике [1, 2]. На север от острова вдоль всего Атлантического океана до Исландии протягивается самый длинный Срединно-Атлантический хребет (САХ). На юго-восток, огибая Африку, уходит Юго-Западный Индийский (ЮЗИХ) или Африкано-Антарктический хребет, на запад прослеживается Американско-Антарктический хребет (ААХ). Отбор образцов проводился на трех участках: на южном окончании рифтовой долины САХ и склонах вулканического хребта Шписс, в центре активной части трансформного разлома Буве и в районе ЮЗИХ к востоку от острова Буве. В результате при участии В.А. Симонова был поднят представительный каменный материал практически всех типов горных пород, слагающих океаническую литосферу (гипербазиты, габбро, габбро-долериты, долериты и базальты). Наиболее полно представлен комплекс магматических пород базитового состава.

Как показали наши предыдущие исследования, для оценки параметров глубинных магм весьма перспективным является сопоставление геохимических характеристик расплавов в эндогенных условиях и результатов сейсмической томографии [3, 4].

Основой для исследования магматических систем Буве являются экспериментальные данные по расплавленным включениям в минералах и со-

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

² Alfred-Wegener-Institut, Helmholtz Zentrum für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany

ставам летучих компонентов в закалочных стеклах базальтов методика их анализа подробно описана в работах [2, 5].

Распределение характерных отношений редких элементов (Nb/Zr и La/Yb) в базальтах по площади дна океана позволяет выделить различные морфоструктуры с контрастными типами магматических систем, что является отражением глубинных процессов в мантии. Для разлома Буве зафиксированы участки с минимальными значениями отношений этих элементов, не подверженные влиянию горячей точки. Хребт Шписс и остров Буве, для которого характерен яркий максимум, выделяются повышенными характеристиками Nb/Zr отношения, что может свидетельствовать о распространении области аномально разогретой мантии, от

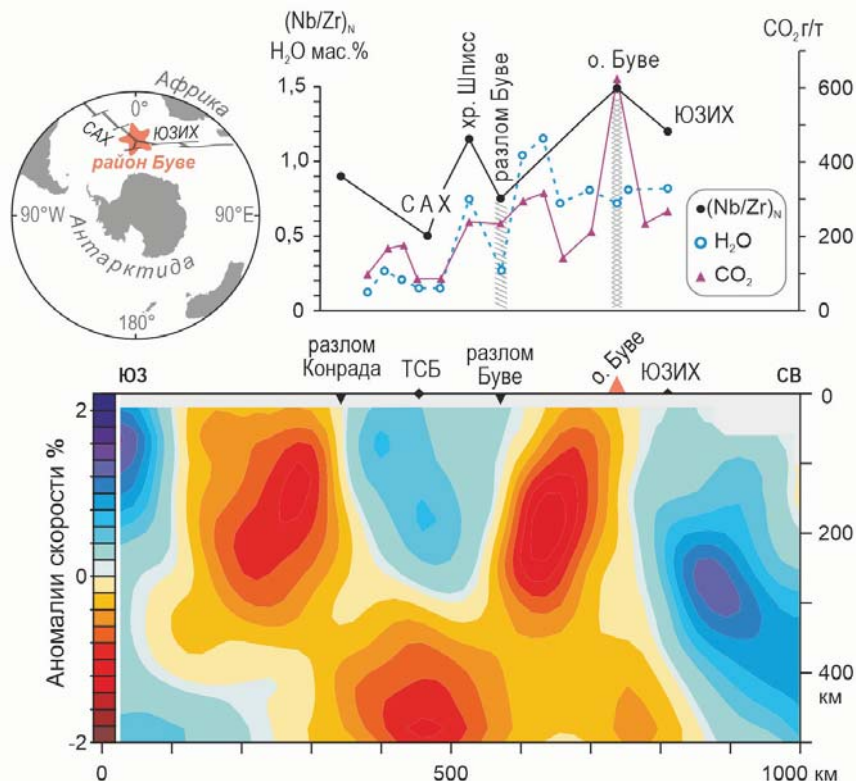


Рис. 1. Разрез глубинных структур в районе тройного сочленения Буве (по данным сейсмотомографии). На графиках показано распределение средних значений $(Nb/Zr)_N$ в базальтах и средних содержаний флюидных компонентов в магматических стеклах вдоль сечения через область тройного сочленения срединно-океанических хребтов и горячую точку острова Буве

острова Буве в северо-западном направлении до хребта Шписс (рис. 1). Рифтовая зона САХ характеризуется минимальными значениями Nb/Zr с их повышением к флангам хребта. Базальты, слагающие более древние участки коры на флангах САХ имеют более обогащенный состав и могут быть интерпретированы как результат смешения расплавов. Один источник – деплетированный MORB, другой – горячая точка Буве. По мере увеличения объема примешиваемого обогащенного материала выстраивается последовательный ряд морфоструктур в районе Буве: современная рифтовая зона САХ и разлом Буве – фланги САХ – хребет Шписс – рифтовая зона ЮЗИХ – остров Буве (рис. 1).

На основе анализа редкоземельных элементов в расплавных включениях и в базальтовых стеклах по соотношению $Na_{(8)}$ и $(Sm/Yb)_N$ рассчитанных согласно [6], есть возможность провести оценку глубин плавления базальтов района Буве. В результате наименьшие глубины (60–70 км и менее) начала интенсивного плавления мантийного субстрата характерны для САХ. Большие глубины (около 90 км) отмечаются для ЮЗИХ (в зоне влияния горячей точки острова Буве). Расплавы собственно острова Буве отделялись от мантии на максимальных для этого региона глубинах – более 110 км.

Для реконструкции флюидного режима района Буве были изучены закалочные стекла базальтов, которые отражают состояние магматической системы в момент излияния расплавов на дно океана. Минимальные содержания H_2O в расплавах отмечены на всем протяжении рифтовой зоны САХ. На юго-востоке уже в рифтовой зоне ЮЗИХ наблюдается совершенно иная картина с преобладанием обогащенных флюидом магм, появление которых имеет явную связь с развитием горячей точки Буве. Отчетливо выделяются (как для воды, так и для углекислоты) два пика. Максимумы около разлома и пик, связанный непосредственно с горячей точкой Буве, при этом вода накапливается в основном непосредственно перед барьером разлома Буве, а CO_2 , как более подвижный компонент чем H_2O , показывает отчетливый максимум в расплавах (стеклах) вблизи острова Буве (рис. 1).

С помощью региональных томографических моделей было изучено распределение скоростей Р-волн в мантии до глубин 500 км под Срединно-Атлантическим хребтом для всей Южной Атлантики (от 25 до 70 ю.ш.). Для расчетов использовались данные о землетрясениях из глобального каталога международного сейсмологического центра (ISC) при этом для выполнения томографической инверсии мы применили подход, апробированный ранее для Арктического региона [7].

В районе тройного сочленения сейсмические события локализованы в пределах рифтовых зон и представлены слабыми мелкофокусными землетрясениями с магнитудой не более 3.0 до 4.0 mb и глубиной гипо-

центров до 30 км, по этой причине полученные горизонтальные сечения трехмерных аномалий Р скоростей имеют недостаточное разрешение на удалении от осей СОХ.

На горизонтальных сечениях глубиной 100 и 200 км в районе Буве высокоскоростная аномалия распространяется в пределах границ области тройного сочленения, где происходит отодвигание рифтовых зон ААХ и ЮЗИХ и наращивание новой океанической коры между ними. Вдоль разломных зон Буве и Конрада, выделяются участки с повышенными сейсмическими скоростями аномалий Р-волн. Под островом Буве, современном эпицентре проявления плюмового магматизма, на всех горизонтальных сечениях фиксируется низкоскоростная сейсмическая аномалия Р-волн.

Результаты сейсмической томографии показывают хорошее соответствие с данными по магматическим системам, полученными на основе анализа базальтов, стекол и расплавных включений. Сечение, построенное через точку тройного сочленения хребтов и далее через остров Буве, наглядно иллюстрирует характер сейсмических неоднородностей в верхней мантии (рис. 1). На рисунке отчетливо наблюдается высокоскоростная «холодная» (более плотная) аномалия, ограниченная разломами Конрада и Буве, её корни прослеживаются до глубины около 250 км. К юго-востоку и северо-западу от нее в верхних горизонтах мантии просматриваются две субвертикальные низкоскоростные аномалии, которые являются ответвлениями от обширной области «разогретой» мантии, испытывающей влияние поднимающегося плюма Буве.

Таким образом, согласно данным геохимии на глубинах около 110 км происходила генерация первичных обогащенных расплавов горячей точки Буве, что совпадает с верхней границей ядра низкоскоростной аномалии. Магматический расплав в канале плюма в виде самостоятельной фазы был существенно обогащен летучими компонентами, что объясняет, почему такие участки мантии обладают пониженными сейсмическими скоростями. Высокоскоростная аномалия под разломом Буве доказывает существование холодных зон («корней») в мантии под трогами трансформных разломов. Именно охлажденная мантия под разломной зоной может служить барьером, задерживающим флюидно-магматические потоки, идущие от горячей точки. В результате легкоподвижные летучие компоненты накапливаются перед трогом разлома, создавая отчетливый максимум, подобная модель движения магматических потоков вдоль оси САХ у зоны разлома $15^{\circ}20'$ приводится в работе [5].

Сделанные выше выводы согласуются с результатами определения параметров мантийного термохимического плюма Буве, полученными с использованием морфобатиметрических особенностей района вулканического острова Буве, и согласуются с данными лабораторного и теорети-

ческого моделирования астеносферных свободноконвективных течений в районе тройного сочленения Буве [8]. Согласно данным моделирования геодинамических систем этого района, мантийный плюм вулканического острова Буве находится в области восходящего потока астеносферного валикового течения и способствует его интенсификации. Движение океанических литосферных плит, в зоне тройного сочленения Буве, обусловлено крупномасштабными астеносферными ячеистыми течениями. Трансформные разломы в районе Буве образовались под влиянием нисходящих течений астеносферных валиков, оси которых направлены вдоль крупномасштабного ячеистого течения. Наличие «корней» холодной мантии под трансформным разломом Буве, выявленных по данным сейсмической томографии, и «корней» холодной мантии под другими трансформными разломами Атлантики подтверждает связь этих разломов с нисходящими течениями астеносферных валиков («холодными» аномалиями в верхней мантии), показанную в геодинамическом моделировании [8].

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400057-2).

Литература

1. *Пейве А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М., Научный мир, 2002. 278 с.

2. *Симонов В.А., Пейве А.А., Колобов В.Ю., Тикунов Ю.В.* Геохимия и геодинамика базитов в районе тройного сочленения Буве, Южная Атлантика // *Петрология*. 2000. Т. 8. № 1. С. 43–58.

3. *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.

4. *Котляров А.В., Яковлев А.В., Симонов В.А., Колобов В.Ю.* Особенности глубинного строения мантии Срединно-Атлантического хребта Центральной Атлантики (по данным сейсмотомографии) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Вып. 18. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2020. С. 173–175.

5. *Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А.* Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике / Ред. Н.Л. Добрецов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1999. 224 с.

6. *Shen Y., Forsyth D.W.* Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges // *J. Geophys. Res.*, 1995, V. 100. P. 2211–2237.

7. Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272.

8. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Параметры, эволюция плюма Буве и его взаимодействие с тройным сочленением срединно–океанических хребтов в Южной Атлантике // Геология и геофизика, 2023. Т. 64. № 10. С. 1497–1509.

**Б.Б. Кочнев¹, Б.Г. Покровский², Т.И. Лихоносова³,
В.В. Марусин¹**

С-изотопные характеристики и корреляция вендских отложений Березовской впадины (юг Сибирской платформы)

Разрез Предпатомского прогиба в последние десятилетия рассматривается как эталонный для венда/эдиакария юга Сибирской платформы и имеющий большое значение для обоснования венда Общей стратиграфической шкалы. Здесь обнаружены характерные для венда разнообразные палеонтологические остатки, получена развернутая изотопно-геохимическая характеристика и геохронологические датировки [1, 3, 6, 9, 11 и ссылки в работах]. Вместе с тем, латеральные изменения в строении и составе осадочных толщ затрудняют корреляцию этих событий не только за пределами прогиба, но и внутри него [7, 8]. В частности, это касается прослеживания ключевых стратиграфических границ от наиболее мощных и полных разрезов центральной части Предпатомского прогиба к разрезам внутренних районов и далее к типовым разрезам севера и востока Сибирской платформы. Основной нерешенной проблемой является корреляция скважин и обнажений: является ли разрез внутренних районов более-менее полным аналогом осадочной последовательности в естественных выходах [2], или стратиграфический объем отложений в последних намного больше [5]? Для решения этого вопроса были использованы вариации изотопного состава углерода в керне глубоких скважин

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Березовской впадины, который находится между изученными ранее разрезами Уринского антиклинория [3, 6] и скважинами прилегающих частей внутренних районов [2].

Для построения сводного разреза Березовской впадины были использованы выполненные согласно [3] 65 измерений изотопного состава углерода и кислорода из керн скважин Усть-Бирюкские 1 и 2, Бысахтахские 187-2 и 187-3, выборочно охватывающих интервал от низов билирской свиты усольского горизонта до халатырбытской (карбонатной) толщи рифея. В доломитизированных известняках на границе билирской и юряхской свит отмечается нисходящий вниз по разрезу тренд $\delta^{13}\text{C}$ от +5.1 до -1.7‰ V-PDB при значениях $\delta^{18}\text{O}$ от 24.6 до 28.2‰ V-SMOW. Нижняя часть бюкской свиты (ботубинский пласт) и подстилающая его сералахская свита (согласно [5]), сложенные чередованием доломитистых песчаников, мергелей, доломитов и алевролитов наряду с околонулевыми и слабо отрицательными значениями $\delta^{13}\text{C}$ включает породы с аномально низкими значениями до -22.0 и -34.4‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в этом интервале составляют в основном около 30‰ и не опускаются ниже 23.3‰. Оолитовые, биоламинитовые и массивные известняки верхней подсвиты и подстилающие их пестроцветные мергели средней подсвиты торгинской свиты (согласно [5]) имеют устойчивые отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ около -10...-12‰, значения $\delta^{18}\text{O}$ для которых лежат в интервале от 21.6 до 25.8‰. В глинистых известняках нижнеторгинской подсвиты значения $\delta^{13}\text{C}$ возвращаются к околонулевым и умеренно-положительным, до +7‰; значения $\delta^{18}\text{O}$ лежат в интервале от 23.2 до 27.8‰. Микритовые и строматолитовые известняки алексеевской свиты сохраняют устойчиво-положительные значения $\delta^{13}\text{C}$ от +3.6 до +7.4‰, которые снижаются до +2.7...-4.9‰ в доломитах нижележащей чекурдахской свиты. Оценка сохранности изотопных систем включала изучение шлифов и сопоставление изотопного состава углерода и кислорода. Признаки перекристаллизации карбонатных пород встречаются в ангидритистых доломитах низов бюкской свиты, а также в отдельных образцах чистых известняков верхнеторгинской подсвиты и алексеевской свиты, однако в большинстве случаев значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в них не отличаются от других образцов в этих стратиграфических интервалах. Сравнительно высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ для изученных образцов, лежащие в диапазоне от 20.9 до 30.9‰ и слабая ($r = -0.33$) корреляция между значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ также указывает на незначительное влияние постседиментационных изменений.

В верхней, преимущественно карбонатной части разреза Березовской впадины по литологии уверенно прослеживаются свиты тирского и даниловского горизонтов внутренних районов (снизу-вверх): бюкская, успунская, кудулахская и юряхская [5]. В Патомском разрезе им соответствуют верхняя часть жербинской и тинновская свиты, а также, вероятно, нижняя

часть нохтуйской свиты, в которой, как и в юрхской свите, появляются томмотские остатки [2, 7]. Положительный экскурс $\delta^{13}\text{C}$ на границе билирской и юрхской свит в скв. Усть-Бирюкской-1 аналогичен подобному экскурсу в более северных скважинах и может быть сопоставлен с глобально прослеживаемым экскурсом 5p либо 6r [2]. И в Патомском разрезе, и в Березовской впадине в нижней части бюкской и в верхней части жербинской свиты [10] выделяется уровень с ультранизкими ($-15\dots-34\%$) значениями $\delta^{13}\text{C}$, которые предположительно связаны с окислением органического вещества, содержащегося во вмещающих породах либо мигрировавшего в эти толщи в виде углеводов. Высокие ($28\dots31\%$) значения $\delta^{18}\text{O}$ для этих карбонатных пород указывают на их генетическую связь с эвапоритовыми обстановками. Крупный отрицательный экскурс в средней и верхней подсвите торгинской свиты Березовской впадины полностью идентичен экскурсу в ченчинской и никольской свитах дальнетайгинской серии Патомского разреза, который, в свою очередь, сопоставляется с глобальным среднеэдиакарским C-изотопным событием Шурам-Вонока (567–575 млн лет) [3]. Рост значений $\delta^{13}\text{C}$ в нижней подсвите торгинской свиты, высокие значения в алексеевской и некоторое снижение их в подстилающей чекурдахской свите в скважинах Березовской впадины также сходны с описанным ранее трендом в дальнетайгинской серии Предпатомского прогиба [3, 6]. При этом следует учесть, что по хемотратиграфическим данным торгинская свита в скважинах Березовской впадины оказывается больше по объему, чем торгинская свита в обнажениях, как это ранее было установлено в [3].

Наиболее дискуссионно выглядит поиск возможных аналогов непского и вилючанского горизонтов внутренних районов платформы в разрезе Березовской впадины и Патомского нагорья. Ранее предполагалось, что аналогом непского горизонта венда здесь является выделяемая локально и залегающая под бюкской свитой относительно маломощная (45–180 м) сералахская свита смешанного карбонатно-терригенного состава, тогда как подстилающие отложения, начиная с торгинской свиты, относились к рифею и отделялись от венда перерывом [5]. Однако в наиболее мощных и полных разрезах непского горизонта несколько ранее нами были обнаружены как негативное C-изотопное событие в его верхней части, так и позитивное в его средней части [2]. Кроме того, мощность непского горизонта в прилегающих частях внутренних районов существенно больше, а его строение гораздо сложнее, чем у сералахской свиты в Березовской впадине. Более того, отложения, выделяемые здесь как сералахская свита, вероятно относятся к более низкому стратиграфическому уровню, который не имеет ничего общего с сералахской свитой в стратотипе [4]. В сочетании с находками характерных для эдиакария микрофоссилий [1], это позволяет сопоставлять непский горизонт с жуинской серией и

большей верхней частью дальнетайгинской серии. Таким образом, на протяжении всего венда/эдиакария Предпатомский краевой прогиб [8] формировался как единый осадочный бассейн, что следует учитывать при стратиграфических построениях, интерпретации геофизических данных и прогнозировании углеводородного сырья.

Работа выполнена по госзаданию НИР ИНГГ СО РАН, проект FWZZ-2022-0002.

Литература

1. Голубкова Е.Ю., Раевская Е.Г., Кузнецов А.Б. Нижневендские комплексы микрофоссилий Восточной Сибири в решении стратиграфических проблем региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 4. С. 3–27.

2. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Кузнецов А.Б. и др. С- и Sr-изотопная хемотратиграфия отложений венда-нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 731–755.

3. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

4. Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Петров О.Л., и др. С-, О-, Sr-изотопная хемотратиграфия переходных толщ от венда (эдиакария) к кембрию, р. Олекма, западный склон Алданского щита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 5. С. 26–40.

5. Решения четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: СНИИГТиМС, 1989. 64 с.

6. Рудько С.В., Петров П.Ю., Кузнецов А.Б. и др. Уточненный тренд $\delta^{13}\text{C}$ в дальнетайгинской серии Уринского поднятия (венд, юг Средней Сибири) // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 590–594.

7. Хоментовский В.В., Шенфильд В.Ю., Якишин М.С. и др. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

8. Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А. и др. Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 465–484.

9. Kolesnikov A.V., Rud'ko S.V., Fedonkin M.A. Life on the way out of Shuram Excursion: New locality of Ediacaran biota in the Ura Uplift of the southern Siberian Platform // Gondwana Research. 2024. V. 125. P. 359–367.

10. *Pelechaty S.M.* Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implication for a global stratigraphy // *J. Geol. Soc. London.* 1998. V. 155. P. 957–973.

11. *Rud'ko S.V., Kuznetsov A.B., Petrov P.Yu. et al.* Pb-Pb dating of the Dal'nyaya Taiga Group in the Ura uplift of southern Siberia: Implication for correlation of C-isotopic and biotic events in the Ediacaran // *Precambrian Research.* 2021. V. 362. 106285.

А.М. Кузин¹

О природе сейсмических границ консолидированной коры

О природе образования сейсмических границ консолидированной коры существует две основные гипотезы. Первая связывает эти границы с изменением литологического состава пород. Легкие породы – породы кислого и среднего состава, залегают в верхней части коры, нижняя часть коры состоит из пород основного состава. Вторая гипотеза определяет сейсмические границы как реологические границы, как смену характера разрушения горных под действием давления и температуры. Различие частотных диапазонов регистрации сейсмических волн в МОГТ и ГСЗ позволяет разделить типы границ. В МОГТ преимущественно будут присутствовать границы с тонкой относительно длины волны структурой. Следовательно, волноводы, выделенные по ГСЗ и МОГТ, могут существенно различаться по своей природе. В ГСЗ будут регистрироваться волны от слоев с минимальной мощностью более 1–3 км и образовавшиеся за счет иных, чем деформация процессов.

Изучение особенностей и закономерностей залегания сейсмических волноводов в консолидированной коре позволило сформулировать следующие положения [1–3]: 1 – волноводы присутствуют в различных по геологическому строению и истории развития районах; 2 – волноводы секут различные литологические комплексы пород и складчатость; 3 – по глубине волноводы встречаются, начиная с глубин в несколько сотен метров; 4 – нет различий между распространением волноводов и глубиной залегания в континентальной и океанической коре; 5 – по сейсмическим

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

(упругим) свойствам волноводы подобны другим типам разрывных нарушений; 6 – для осадочного чехла выделен особый тип волноводов – угольный пласт.

К возможным механизмам образования волноводов относятся следующие (ссылки на источники приведены в [1]).

1. Волновод как горизонтальная линия пересечения (узла) поверхностей разрывных нарушений.

2. Результат – развитие лежащих складок, в которых формируются плоскостные текстуры – субгоризонтальные поверхности.

3. Реологическая зональность – волновод – граница смены типа разрушения пород.

4. Горизонтальные сейсмические границы в консолидированной коре как границы изменения напряженного состояния среды.

5. Интерференция падающих и отраженных тектонических волн от поверхности земли.

6. Гидрогенно-химическое разуплотнение пород.

7. Образование волноводов вследствие дегазации Земли [3].

Образование волноводов вследствие дегазации Земли послужило основанием для заключения о том, что протяженные субгоризонтальные сейсмические границы консолидированной коры являются границами смены определенных этапов геологического развития Земли, подобно границам смены режима осадконакопления в осадочном чехле платформ и границе между чехлом и кристаллическим фундаментом.

Анализ особенностей в залегании волноводов проводился по восьми профилям ГСЗ на Русской платформе и Западно-Сибирской плите. Проект АГАТ включает в себя сеть из пяти профилей на северо-западе России общей протяженностью 3310 км [5]. 1 – Чешская губа – Пай-Хой (АГАТ-1), длина 690 км. На разрезе волновод (рис. 1) залегает по всей длине профиля. В западной половине разреза он лежит на границе Мохоровичича, в восточной половине разреза – в средней части коры. Интересно отметить, что в центральной части профиля в подошве осадочного чехла прослеживается волновод длиной более 400 км. Все волноводы являются только частью протяженных сейсмических границ. Такую картину распределения волноводов в разрезе можно интерпретировать накоплением флюида вдоль непроницаемых интервалов границ. Можно предполагать, что по аналогии с осадочным чехлом сейсмические границы в консолидированной коре являются границами смены доархейских этапов эволюции континентальной коры.

Этот вывод подтверждается распределением волноводов в разрезе коры по другим сейсмическим профилям. 2 – Белое море – г. Воркута (АГАТ-2), длина 1017 км. Волноводы прослеживаются почти по всей длине профиля на глубине от 7 до 35 км. Волноводы в основном находятся

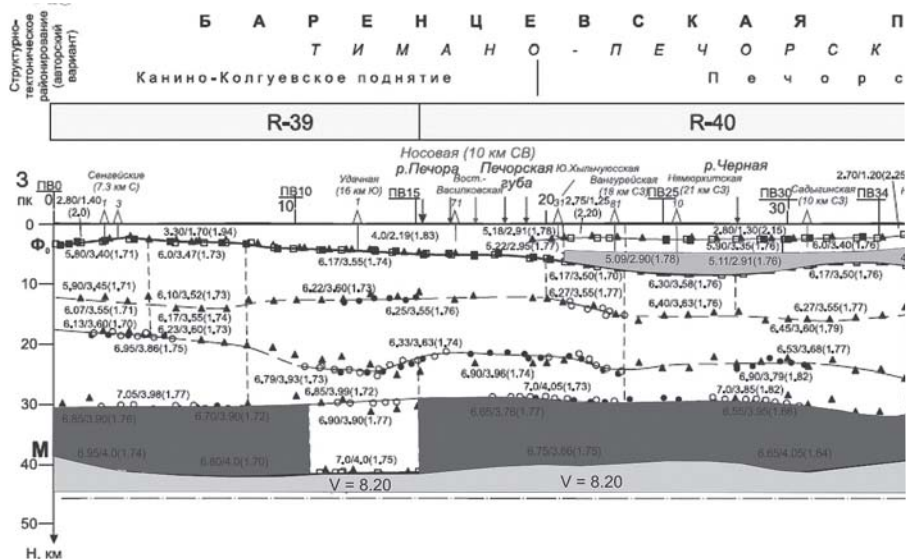


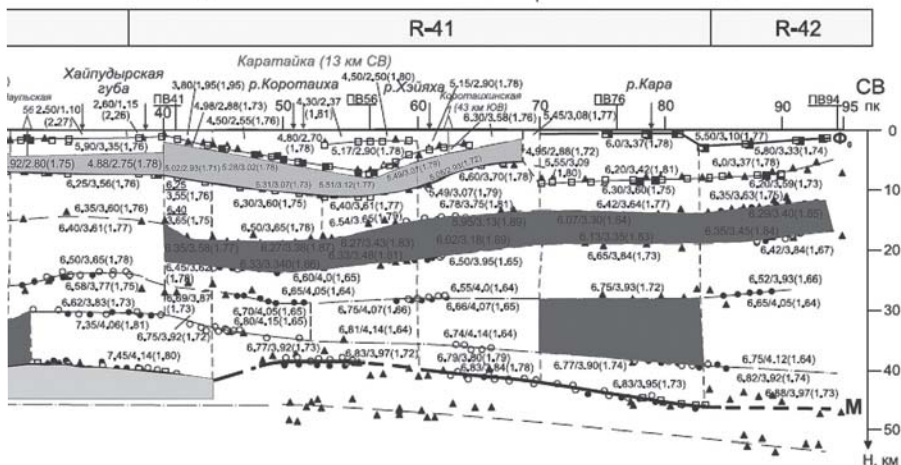
Рис. 1. Профиль ГСЗ Чешская губа – Пай-Хой (АГАТ-1) [5].

В консолидированной коре волноводы выделены темно серым цветом.

В осадочном чехле серым цветом выделен волновод

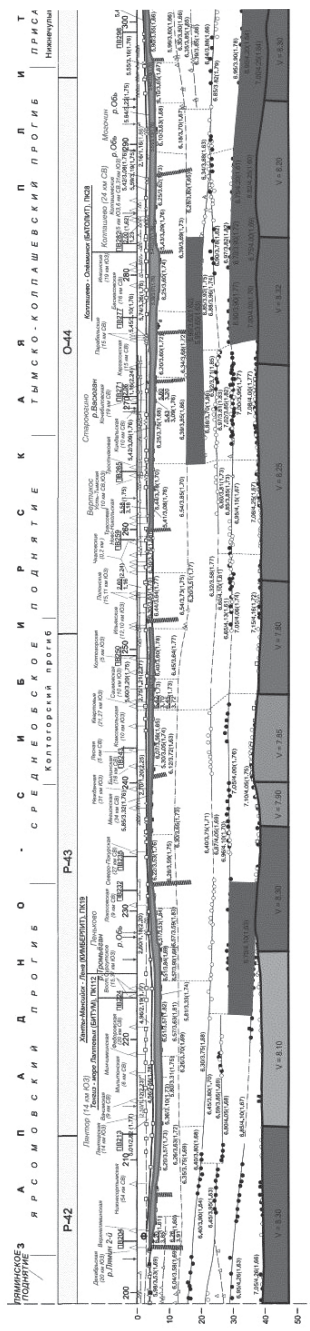
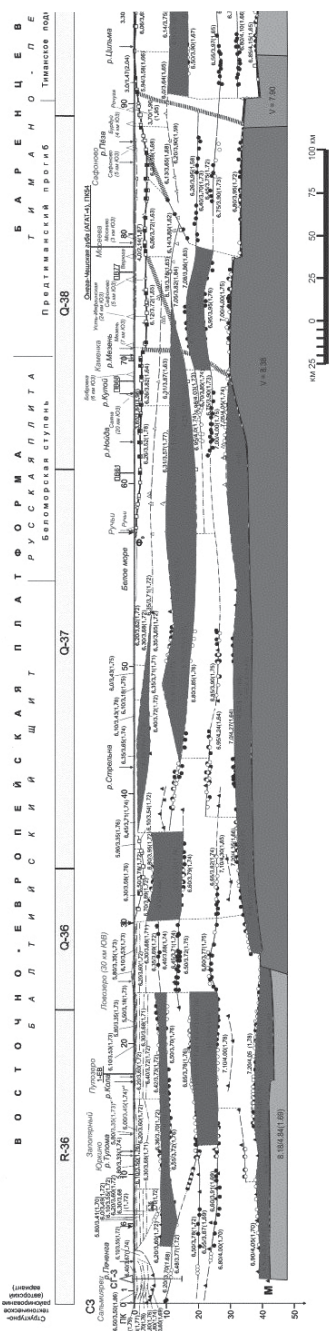
на отдельных интервалах протяженных сейсмических границ. Наиболее продолжительный волновод прослеживается в средней части коры вдоль региональной сейсмической границы. 3 – Двинская губа – р. Мезень (АГАТ-3), длина 278 км. В северо-западной части разреза этого профиля волноводы четко коррелируются с контактом мантийных блоков и простираются вдоль горизонтальных сейсмических границ. 4 – р. Онега – Чешская губа (АГАТ-4), длина 715 км. Все волноводы залегают в соответствии с сейсмическими границами в коре в диапазоне глубин от 10 до 30 км, корреляция с границами мантийных блоков наблюдается только в центральной части разреза. Волновод на глубине 20 км согласовано прослеживается с сейсмическими границами (с разрывами) через весь разрез. 5 – р. Вага – Белое море (АГАТ-5), длина 610 км. На этом профиле волноводы преимущественно распространены под Беломорским поднятием в нижней части и средней частях консолидированной коры. Между сейсмической контрастностью (белые и черные кружки на границах) и наличием волновода вдоль границы взаимосвязи не просматривается, что может указывать на недеформационный (флюидный) характер сейсмического контакта.

Проект РУБИН два профиля ГСЗ [6]: РУБИН-1 – г. Костомукша – г. Семипалатинск, длина 2982 км и РУБИН-2 – г. Нижний Тагил – г. Урен-



гой, длина 1651 км. На разрезе профиля РУБИН-1 очень четко просматривается наклон наиболее протяженных границ на восток в сторону Урала. Картина распределения волноводов дает основание интерпретировать её заполнением флюидом отдельных интервалов сейсмической границы в центральной и восточной частях разреза. Волноводы подчеркивают «клавишный» характер поведения сейсмических границ вследствие разных по амплитуде вертикальных перемещений тектонических блоков. Все волноводы коррелируются с контактами блоков на границе Мохоровичича. 7 – РУБИН-2 – г. Нижний Тагил – г. Уренгой, длина 1651 км. Волноводы в основном сконцентрированы в западной части профиля в районе Урала. Хорошо заметно заполнение отдельных интервалов блоков под сейсмическими границами флюидом на разных глубинных уровнях.

Проект КВАРЦ профиль ГСЗ-МОВЗ г. Мурманск – г. Кызыл, длина 4027 км [4]. Этот профиль отличается самой большой продолжительностью сейсмических границ. Заполнение блоков флюидом наблюдается от первых километров до поверхности Мохоровичича (рис. 2). Синхронное прогибание границы Мохоровичича и вышележащих границ в коре под Уралом, в том числе с волноводом в нижней части коры, доказывает природу региональных сейсмических границ как границ, связанных с эволюционными этапами развития консолидированной коры.



Заключение

Региональные горизонтальные сейсмические границы отражают смены этапов доархейского и архейского периодов эволюции континентальной коры. Смена с глубиной кислого состава пород на основной может рассматриваться как составная часть эволюционного развития коры. Реологическая и флюидная расслоенности носят вторичный характер, в основном, увеличивая контрастность этих границ.

Работа выполнена в рамках госзаказа. Рег. номер Минобрнауки России – ФММЕ-2022-0004. Номер гос. НИОКТР в РОСРИД – 122022800270-0.

Литература

1. Кузин А.М. Горизонты инверсии упругих свойств геологической среды в данных сейсмических наблюдений // Геофизические исследования. 2014. Т. 15. № 3. С. 71–82.

2. Кузин А.М. Флюиды в классификации разрывных нарушений. Отображение фазового состава флюида в зонах разрывных нарушений в параметрах сейсмического поля. Часть 3 // Актуальные проблемы нефти и газа: Электрон. науч. журн. 2017. Вып. 1(16). <http://www.oilgasjournal.ru>

3. Кузин А.М. О возможной взаимосвязи угольных бассейнов с горизонтами пониженной скорости и повышенной электропроводности консолидированной коры // Уральский геологический журнал. 2022. № 4 (148). С. 3–15. <https://elibrary.ru/item.asp?id=49301194>

4. Проект Кварц – 1986. Профиль ГСЗ-МОВЗ г. Мурманск – г. Кызыл. // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 36–38.

5. Проект Агат – 1987. Профили ГСЗ: Чешская губа – Пай-Хой (АГАТ-1), Белое море – г. Воркута (АГАТ-2), Двинская губа – р. Мезень (АГАТ-3), р. Онега – Чешская губа (АГАТ-4), р. Вага – Белое море (АГАТ-5). // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 39–41.

6. Проект Рубин – 1990. Профиль ГСЗ «Костамукша – Семипалатинск», профиль ГСЗ «Нижний Тагил – Уренгой» // Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 48–50.

Возраст, тектонический тип и история формирования западного сегмента Крымско-Кавказского орогена и Индоло-Кубанского прогиба

Основные контуры ставших традиционными представлений о кайнозойской эволюции северного Причерноморья заложены еще в последней четверти XIX века работами академика Н.И. Андрусова. В частности, на составленных им палеогеографических схемах для миоцена на том месте, где сейчас расположены Большой Кавказ (БК) и Горный Крым (ГК) показана суша [1]. В середине 20-х годов XX в. академик А.Д. Архангельский назвал Причерноморским кайнозойский прогиб, расположенный к северу от поднятий ГК и западной части БК и занимающий Степной Крым, большую часть Азовского моря и западную часть северного Предкавказья [2, с. 141]. Полвека спустя для этого прогиба М.В. Муратов ввел в обиход название «Индоло-Кубанский прогиб» (И-КП) – по названиям р. Индол в Степном Крыму и р. Кубань на БК и на западе Предкавказья [12], которое стало общепринятым. По-видимому, Н.И. Андрусов, и определенно, что А.Д. Архангельский и М.В. Муратов трактовали этот прогиб как предгорный прогиб, сложенный продуктами эрозии ГК и БК, или Крымско-Кавказского орогена. В настоящее время большинство исследователей продолжает придерживаться представлений о парагенетической связи Крымско-Кавказского орогена и И-КП, т.е. непосредственной связи между ростом Крымско-Кавказского орогена и историей заполнения И-КП.

Вопрос о времени начала воздымания Крымско-Кавказского орогена и заполнении И-КП продуктами разрушения этого орогена разные исследователи решали по-разному. Резко доминируют представления, в соответствии с которыми эта парагенетическая связка стартовала в олигоцене [11 и мн.др.], однако некоторые исследователи обосновывали ее старт в среднем миоцене (в начале чокракского [3] или в середине сарматского [15 и др.] времени). Кардинально другие идеи отстаивал сотрудник ВСЕГЕИ Л.А. Варданыц (чл.-корр. АН АрССР). Еще до Великой Отечественной войны он писал о том, что горный рельеф БК возник лишь в самом недавнем геологическом прошлом. В частности, в монографии [4] на стр. 31, со ссылками на свои довоенные публикации Л.А. Варданыц писал: «Воздымание Кавказа и расчленение его рельефа, т.е. формирование современного высокогорного облика этой страны, началось ещё в апшероне, но с особой интенсивностью проявилось лишь в постплиоцене и, в основном, закон-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

чилось к началу хвалынского века». Эти представления Л.А. Варданянца не нашли поддержки в геологическом сообществе, а общепринятой стала система взглядов, согласно которой воздымание современного орогена БК и одновременное заполнение предгорного И-КП продуктами разрушения этого горного сооружения началось еще в палеогене или в среднем миоцене. Наиболее обоснованно это изложено в [11]. Начало формирования нижней (тонкой) молассы, принято относить ко времени накопления олигоцен-нижнемиоценовой майкопской серии, отражающей существование низкогорной островной суши там, где сейчас расположен ороген БК, источник тонкообломочного материала, аккумулярованного в И-КП.

Появление высокоразрешающих сейсмостратиграфических материалов по И-КП, а также появление возможности U-Pb датирования зерен детритового циркона (dZr), извлечённого из обломочных пород, дают возможность получать информацию об источниках сноса и по-новому рассмотреть историю заполнения И-КП и уточнить время начала воздымания БК.

Содержательная интерпретация результатов сейсмостратиграфического анализа серии сейсморазведочных профилей, пересекающих И-КП и его отдельные части [5, 6, 7, 13], а также результатов изучения петролитологического состава песчаных пород из некоторых меловых и кайнозойских толщ БК и И-КП, вместе с анализом результатов U-Pb-изотопного датирования извлеченных из этих пород зерен dZr позволила прийти к следующим выводам.

1) Сейсмостратиграфический анализ профилей, ориентированных вкрест И-КП [6, 7], показывает, что в большом объеме кайнозойских толщ И-КП ярко проявлено внутреннее клиноформенное строение. При этом клиноформы сформированы за счет поступления седиментационного материала со стороны Восточно-Европейской и Скифской платформ, а не со стороны БК.

2) Литолого-петрографическое изучение песчаных пород меловых и доплейстоценовых кайнозойских толщ западных сегментов БК и Предкавказья показывает отсутствие граувакк в этих толщах. Граувакки появляются только, начиная с плейстоцена, и участвуют в сложении комплексов, выполняющих долины современных рек, стекающих с северного склона БК.

3) Анализ характера распределения возрастов зерен dZr из песчаных пород меловых и доплейстоценовых кайнозойских толщ, показывает фактическое отсутствие в этих породах продуктов размыва Крымско-Кавказского орогена (см. обзор в [8–10, 14]). Статистически значимые популяции зерен dZr «Кавказского» происхождения появляются в толщах не древнее плейстоцена [8, 14, 16];

4) И-КП в меловое и доплейстоценовое кайнозойское время может быть охарактеризован не как предгорный, а как перикратонный прогиб.

Трансформация И-КП из перикратонного прогиба в предгорный прогиб произошла не ранее начала плейстоцена.

Все это требует пересмотра устоявшихся представлений о начале формирования современного горного сооружения БК, а также пересмотра базовых представлений о механизме заполнения и тектонической природе И-КП.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН.

Литература

1. *Андрусов Н.И.* Южно-русские неогеновые отложения. Часть первая. Древний миоцен // Зап. СПб. мин. о-ва. 1896. Т. 34. С. 195–245.
2. *Архангельский А.Д.* Избранные труды. М.: АН СССР. Т. II. 1954. 672 с. (стр. 122–147) (перепечатка из: Архангельский А.Д., Шацкий Н.С. Схема тектоники СССР // Бюлл. МОИП. 1937. 11. № 4).
3. *Белоусов В.В.* Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Часть II. Верхний мел и третичные. Труды ЦНИГРИ. Вып. 121. М.-Л.: Государственное издательство геологической литературы, 1940. 175 с.
4. *Варданянц Л.А.* Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд-во Академии наук Армянской ССР, 1948. 184 с.
5. *Данцова К.И., Кузнецов Н.Б., Латышева И.В. и др.* О тектонической природе и механизме заполнения Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 54–57. DOI: 10.24887/0028-2448-2024-10-54-57.
6. *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Шалаева Е.А. и др.* О строении западных сегментов Кавказа и Предкавказья в свете новых представлений о времени начала воздымания Кавказского орогена // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 42–47.
7. *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И. и др.* Тектоно-гравитационные detachment южного борта Западно-Предкавказского прогиба, установленные по результатам сейсмостратиграфического анализа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 5. С. 54–61.
8. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др.* К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84.
9. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др.* Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U-Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 1. С. 4–15.
10. *Кузнецов Н.Б., Латышева И.В., Новикова А.С. и др.* О тектоническом типе Западно-Кубанского прогиба и времени воздымания западного сегмента орогена Большого Кавказа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 58–63. DOI: 10.24887/0028-2448-2024-10-58-63.

11. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ. 1963. 378 с.

12. *Муратов М.В.* Тектоника и история геологического развития древних платформ и складчатых геосинклинальных поясов. Избранные труды. М.: Наука. 1986 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 5. С. 61–71.

13. *Попов С.В., Антипов М.П., Застрожных А.С. и др.* Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене – неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 99–124.

14. *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б.* Возраст западного сегмента орогена Большого Кавказа как источника детрита // Актуальные направления и перспективные тенденции в науках о Земле (первая четверть XXI века). Ред. Д.П. Гладкочуб. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2024. С. 18.

15. *Тимошкина Е.П., Леонов Ю.Г., Михайлов В.О.* Формирование системы горное сооружение - предгорный прогиб: геодинамическая модель и ее сопоставление с данными по северному Предкавказью // Геотектоника. 2010. № 5. С. 371–387.

16. *Шалаева Е.А., Кузнецов Н.Б., Колодяжный С.Ю. и др.* Провенанс-сигнал западной части новейшего орогена Большого Кавказа в аллювии Даховской впадины (р. Белая) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. С. 322–324.

**А.Б. Кузьмичев¹, М.К. Данукалова¹, А.А. Стороженко²,
Н.Ф. Васильев², А.С. Дубенский¹, В.Б. Хубанов³**

Мезопротерозой Енисейского кряжа: обстановка на предполагаемой окраине Сибирского палеоконтинента на временном интервале между формированием Нуны (Коламбии) и Родинии

Предполагается, что к началу мезопротерозоя Сибирь уже входила в состав суперконтинента Нуна (Коламбия). Тектоническая и магматическая активность в пределах суперконтинента продолжалась в мезопротерозое

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² «Красноярскгеолсъемка» Сибирского ПГО, Красноярск, Россия

³ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

только на гренвильской окраине Лаврентии и возможном продолжении этого орогенного пояса на Скандинавской стороне Балтики и в Амазонии. Главное деформационное событие фиксируется приблизительно на рубеже мезо- и неопротерозоя, и оно широко декларируется как признак объединения древних кратонов в суперконтинент Родиния. Мезопротерозойская Сибирь демонстрирует типовые черты этой эпохи: затухание тектонической активности, накопление платформенных осадков и внутриплитный базитовый магматизм. Исключением считается Енисейский кряж, где ряд геологов обнаруживает признаки гренвильского орогенеза (многочисленные статьи И.И. Лиханова, А.Д. Ножкина и др.). Цель данного сообщения: дать обзор того, что известно о мезопротерозойских комплексах Енисейского кряжа и обнаружить новые данные, полученные авторами.

Заангарская часть Енисейского кряжа («Заангарье») традиционно делится на три домена: Восточный, Центральный и Исаковский (западный). Восточный домен в значительной мере сложен именно мезопротерозойскими осадочными породами, которые неравномерно деформированы, слабо метаморфизованы и не содержат неопротерозойских гранитов. Центральный домен охватывает большую часть Заангарья и отличается присутствием неопротерозойских гранитов, субстратом для которых являются метаморфизованные мезопротерозойские и отчасти более древние толщи. Оба домена слагают в нашей номенклатуре «кратонную часть кряжа». Исаковский домен мы делим на две тектонические единицы: Торжихинский пояс (восточная половина), содержащий океанические офиолиты позднего неопротерозоя, и Киселихинский террейн [5]. Последний мы интерпретируем как фрагмент окраины Сибирского палеоконтинента, отчлененный от него вследствие задугового континентального рифтогенеза, продолжавшегося в интервале 800–700 млн лет [6]. Это новая интерпретация тектонической природы докембрийских структур Енисейского кряжа. В литературе доминирует модель В.А. Верниковского и его соавторов, которые интерпретируют Центральный домен как экзотический террейн, столкнувшийся с Сибирью 760–750 млн лет назад, а Исаковский домен – как островодужный террейн ([1] и многочисленные другие работы).

Мезопротерозойские толщи слагают преобладающую часть Заангарья. Они присутствуют во всех трех упоминавшихся доменах и являются основными рудовмещающими породами для многочисленных месторождений золота. В кратонной части кряжа мезопротерозойские породы объединены в две серии: тейскую (нижняя) и сухопитскую. **Тейская серия** сложена кварцитами и высокоглиноземистыми сланцами – метаморфизованными продуктами выветривания кристаллического фундамента Сибирского кратона, а также карбонатными породами. Серия вмещает metabазиты индыглинского комплекса, отсутствующие в вышележащих

толщах [2, 3]. Прямые указания на возраст пород тейской серии и локализованных в ней метабазитов отсутствуют; серия отнесена нами к мезопротерозою на основании геолого-исторических признаков. Возраст детритовых цирконов определен для пород локального тектонического блока на границе Восточного и Центрального доменов; цирконы не окатаны и представлены единой популяцией [10]. Конкордантный возраст кластера из 101-го анализа, построенный нами по изотопным данным, приведенным в указанной публикации, составил 1821 ± 5 млн лет. Очевидно, что обломочный материал получен за счет перемиыва продуктов выветривания близко расположенного палеопротерозойского гранито-гнейсового комплекса. Выход такого комплекса действительно найден вблизи опробованного участка, его возраст составил 1812 ± 7 млн лет [4].

Сухопитская серия вмещает основной объем мезопротерозойских пород Енисейского кряжа. Серия залегает несогласно, с конгломератами в основании, на породах тейской серии и, вероятно, на более древних метаморфитах [2, 3]. Нижние четыре свиты общей мощностью более 4 км сложены терригенными породами, верхние две свиты (до 900 м) представлены метапелитами, мергелями и доломитами. Магматические породы в составе серии отсутствуют, и ограничения возраста могут быть определены по детритовым цирконам. Обломочные породы, пригодные для извлечения циркона, есть на двух уровнях разреза: это кординская (нижняя) и погорюйская (четвертая снизу) свиты.

Кординская свита (до 1100 м) сложена метаалевролитами с прослоями песчаников, для нижней части типичными являются прибрежно-морские аркозовые гравелиты и песчаники с прослоями песчанистых доломитов [8]. Нами проанализированы цирконы из двух образцов кординской свиты, отобранных в Центральном домене Енисейского кряжа вблизи границы с Восточным доменом. Первый образец представлен полевошпат-кварцевым гравелитом (типичная разновидность для нижней части свиты), второй – кварцевым песчаником из средней части. В обоих образцах цирконы имеют сходное распределение возрастов, соответствующих архейским и палеопротерозойским комплексам кристаллического фундамента Сибирского кратона. В образцах присутствует также некоторое количество мезопротерозойских зерен циркона, характеризующих, вероятно, внутриплитный магматизм. Нижний предел возраста по кластеру из четырех анализов составляет 1250 млн лет. Это первые данные о возрасте детритовых цирконов свиты.

Для **погорюйской свиты** опубликованы данные о том, что в пересечении Восточного и Центрального доменов с востока на запад увеличивается мощность отложений и они становятся более глубоководными ([9] и ссылки в этой работе). Два проанализированных нами образца песчаников Восточного домена кроме окатанных раннедокембрийских цир-

конов фундамента Сибирского кратона содержат также и эвгдральные мезопротерозойские зерна в количестве 25 и 53 шт. (из средней и верхней частей разреза соответственно). Возраст погорюйской свиты не может быть древнее 1120 млн лет (конкордантный кластер из 11 анализов). Эти данные дополняют полученные ранее данные ([7] и ссылки в этой работе), которые были интерпретированы как указание на вероятное примыкание южной части Сибири к Лаврентии в погорюйское время.

Выходы кординской свиты закартированы также вдоль западного ограничения Центрального домена на его границе с Исаковским доменом ([2] и др.). Строение разреза сильно отличается от такового на востоке, и у нас нет полной уверенности в такой корреляции. Однако два образца массивного кварцита из этих выходов содержат только раннедокембрийские (преимущественно архейские) цирконы с главной популяцией 2550 млн лет, что не противоречит их предполагаемому мезопротерозойскому возрасту.

В южной половине Киселихинского террейна предполагаемые мезопротерозойские аркозовые песчаники и гравелиты обнаружены в нескольких пунктах и могут быть протрассированы между нижними течениями рек Столбовая (на юге) и Кутукас. В одном случае установлено, что такие породы слагают нижние части турбидитовых ритмов. Они содержат специфические эвгдральные и полуокатанные кристаллы красного циркона. Продатировано два образца, в которых преобладают палеопротерозойские цирконы ближнего переноса с главным кластером 1850 млн лет. Единичные мезопротерозойские датировки не дают возможности уверенно обосновать возраст, но мы предполагаем эти породы в дальнейшем скоррелировать с каким-то уровнем разреза сухопитской серии.

Выводы

Характер осадочных пород тейской серии, накопившихся в первой половине мезопротерозоя, свидетельствует об отсутствии заметных тектонических событий. В это время Сибирь своей Енисейской окраиной вполне могла соединяться с каким-либо другим континентом. Сухопитская серия начала накапливаться в середине мезопротерозоя. Накоплению серии предшествовало некое деформационное событие, вызвавшее формирование рельефа и эрозию кристаллического фундамента кратона. Мы предполагаем, что это был рифтинг. Нижний предел возраста серии (1250 млн лет) приблизительно совпадает с главным этапом рифтогенеза в пределах Нуны, интерпретируемым как начало ее распада. В дальнейшем на территории Енисейского кряжа возник осадочный бассейн, который углублялся в западном направлении, что, возможно, указывает на приближение в этом направлении к окраине Сибирского палеоконти-

нента. Предполагаемый край мезопротерозойского континента в современной структуре погребен под чехлом Западно-Сибирского бассейна. Мы предполагаем, что во второй половине мезопротерозоя Енисейская окраина Сибири уже омывалась океаном. Это предположение согласуется с реконструкциями Нуны, в которых Сибирь примыкает к Лаврентии и Балтике своими южной с восточной (в современных координатах) сторонами. Присутствие мезопротерозойских цирконов в верхних горизонтах погорюйской свиты свидетельствует о том, что 1120 млн лет назад связь с Лаврентией еще не прервалась. Около 1 млрд лет назад, на рубеже мезо- и неопротерозоя, под Енисейскую окраину Сибири началась субдукция. Эта радикальная смена тектонического режима на континентальной окраине не имеет прямого отношения к формированию Родинии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-27-00204).

Литература

1. 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.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Р-46. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 470 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-46 – Красноярск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 500 с.

4. Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Прияткина Н.С., Романюк Т.В., Шаццило А.В. Возраст и геохимические характеристики метагранитов Енисейского кряжа: Сибирские корни Центрально-Ангарского террейна // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 18. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2020. С. 193–196.

5. Кузьмичев А.Б., Стороженко А.А., Данукалова М.К., Хубанов В.Б., Дубенский А.С. Результаты датирования детритовых цирконов из докембрийских пород северо-западной части Енисейского кряжа: первые сведения о континентальном Киселихинском террейне // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 3–19.

6. Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Бабицкий Е.Ф., Брянский Н.В., Дубенский А.С., Хубанов В.Б. Тектоностратиграфия неопротерозоя северной части

Киселихинского террейна (Енисейский кряж), фрагмента активной окраины Сибирского палеоконтинента // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2025. В печати.

7. *Прияткина Н.С., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шаццло А.В., Худoley А.К., Романюк Т.В., Маслов А.В.* Погорюйская свита протерозоя Енисейского кряжа: возраст и источники сноса по данным изотопного U–Pb-датирования обломочных цирконов // Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 2. С. 195–199.

8. *Советов Ю.К., Кадильников П.И., Матушкин Н.Ю., Богданов Е.А.* Происхождение и возраст базальной части неопротерозойского сухопитского осадочного бассейна на Енисейском кряже по новым геологическим данным // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 17. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. С. 258–260.

9. *Хабаров Е.М., Вараксина И.В.* Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8. С. 1173–1198.

10. *Priyatkina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q.* Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: Characterizing buried crust of the basement // Precambrian Research. 2016. V. 285. P. 21–38.

А.В. Куликова^{1,2}, П.Д. Котлер^{1,2}, К.И. Никашин^{1,2}

U–Pb возраст метаморфических пород Чарского меланжа (Восточный Казахстан)

Чарская сдвиговая зона протягивается на сотни километров с северо-запада на юго-восток через весь Восточный Казахстан. В осевой части Чарской зоны располагается Чарский офиолитовый пояс, который представляет собой мегамеланж, включающий расчлененные офиолиты, блоки вулканических, метаморфических и осадочных пород в серпентинитовом матриксе. Формирование Чарского офиолитового пояса тесно связано с процессами закрытия Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна при сближении Казахстанского и Сибирского континентов. Считается,

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

что современная структура Чарского офиолитового пояса окончательно сформировалась в позднем карбоне – перми [1, 6, 9, 10 и др]. Однако высокобарические метаморфические породы Чарской зоны отражают наиболее ранний субдукционный этап развития этого региона. Несмотря на многочисленные датировки метаморфизма [1, 2–5, 8], возраст протолита до сих пор остается неясным.

Нами были исследованы метаморфические породы из блоков в серпентинитовом меланже Чарского офиолитового пояса, расположенного в районе фермы Буршабулак к северо-востоку от поселка Георгиевка. Данный район представляет значительный интерес и был предметом изучения многих предшественников, поскольку на небольшой территории находятся блоки различных размеров, состава и степени метаморфизма. Блоки представлены эклогитами, глаукофановыми, гранат-глаукофановыми, барруазитовыми, гранат-барруазитовыми сланцами, амфиболитами, зелеными сланцами, а также метакремнистыми породами в виде гранат-барруазитовых кристаллических сланцев. Согласно геохимическим данным протолитом для матабазитов служили толеитовые базальты типа N-MORB, E-MORB, реже щелочные базальты OIB типа. [2–5]. Оценки P – T -параметров метаморфизма отдельных блоков варьируют в пределах 485–630 °С по температуре и 5–20 кбар по давлению [2–5, 7, 8]. Близкие значения температур и разброс в значений по давлению, по-видимому, отражают различные глубины погружения океанических пород в зону субдукции.

Для определения возраста метаморфизма предшественниками было выполнено датирование фенгитов, барруазитов и мусковитов из барруазитовых сланцев и эклогитов. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты фенгитов и амфиболов из барруазитовых сланцев составляют 449.3 ± 1.0 , 449.8 ± 5.2 (фенгиты) и 450.0 ± 2.7 , 449.2 ± 5.5 , 452 ± 14 (барруазиты) млн лет [2, 8]. Фенгит и барруазит из эклогитов показали $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты 444.0 ± 4.0 , 446.3 ± 4.1 и 446.8 ± 4.1 млн лет соответственно [4]. Схожие возрасты были получены [1] К-Аг методом по мусковиту – 444–429 млн лет.

Нами были выделены цирконы из гранат-барруазитового кристаллического сланца полигона Буршабулак. Всего было выделено 63 циркона. Цирконы мелкие и средние по размеру (30–100 мкм) и представлены кристаллами и их обломками. В средних по размеру цирконах наблюдается темная ядерная часть и светлая метаморфическая кайма. Мелкие цирконы, как правило, полностью метаморфические. Соотношение Th/U в ядре циркона варьирует от 1.1 до 2.0, в то время как в метаморфической кайме Th/U составляет менее 0.04. U-Pb возраст ядерной части равен 461.9 ± 3.1 млн лет, этот возраст можно интерпретировать как возраст протолита. Возраст метаморфизма согласно U-Pb датированию составляет 450.9 ± 3.8 млн лет. Это значение в пределах ошибки совпадает с получен-

ными возрастaми, полученными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по другим минералам с различными температурами закрытия [1, 2, 4, 8], что свидетельствует о быстром выведении пород в коровые горизонты.

Таким образом, среднеордовикские базальты океанического происхождения совместно с кремнистыми осадками были погружены в зону субдукции и выведены на поверхность в позднем ордовике.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (грант № 24-77-10050).

Литература

1. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 49–75.

2. Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Владимиров А.Г., Хомяков В.Д. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология и возраст // Геохимия. 2008. Т. 46. № 4. С. 422–437.

3. Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С. Ордовикские глаукофановые сланцы как отражение аккреционно-коллизийных событий в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 91–106.

4. Волкова Н.И., Симонов В.А., Травин А.В., Ступаков С.И., Юдин Д.С. Эклогиты Чарской зоны, СВ Казахстан: новые геохимические и геохронологические данные // Геохимия. 2016. Т. 54. № 2. С. 224–230.

5. Волкова Н.И., Сухоруков В.П., Травин А.В., Юдин Д.С., Хлестов М.В., Хлестов В.В. Глаукофаниты Чарской зоны (СВ Казахстан): природа протолита, Р-Т параметры и возраст метаморфизма // Геосферные исследования. 2017. № 1. С. 7–15.

6. Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Ред. Ю.А. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1979. Вып. 441. С. 196–219.

7. Здроква М.С., Владимиров В.Г. Динамика эксгумации высокобарических пород на примере Чарского офиолитового пояса (Восточный Казахстан) // Петрология магматических и метаморфических формаций. 2016. С. 116–122.

8. Здроква М.С., Владимиров В.Г., Травин А.В. Высокобарические метаморфические породы Чарского офиолитового пояса (ЦАСП): возраст и обстановки эксгумации пород // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2s. С. 0617.

9. *Kurganskaya E.V., Safonova I.Yu., Simonov V.A.* Geochemistry and Petrogenesis of Suprasubduction Volcanic Complexes of the Char Shear Zone (Eastern Kazakhstan) // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55. N 1. P. 62–77.

10. *Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R.* Late Paleozoic Oceanic Basalts Hosted by the Char Suture-Shear Zone, East Kazakhstan: Geological Position, Geochemistry, Petrogenesis and Tectonic Setting // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2012. V. 49. P. 20–39.

**Ю.Г. Кутинов¹, З.Б. Чистова¹, А.Л. Минеев¹,
Е.В. Полякова¹**

Современный геодинамический режим севера Русской плиты (на примере Архангельской области)

Исследуемый регион характеризуется пассивным на современном этапе типом платформенной тектоники, где суммарные неотектонические движения имеют небольшие амплитуды, как и изменения их скоростей [5]. Нами были рассмотрены поля деформаций и их источники, влияющие на современный тектонический режим севера Русской плиты и Балтийского щита на разных уровнях генерализации: межплитной спрединговой границы Евразийской и Северо-Американской плит; форландов коллизионных складчатых поясов (каледонский фронт Фенноскандии и герцинский Урала); рифтогенных структур, включая палеорифты; деформаций, связанных со сдвигами (трансблоковые зоны); изолированных деформаций и систем деформаций [12].

Для Арктической зоны спрединга были рассчитаны значения коэффициента Лоде-Нада и определены параметры тензоров (ϵ_{xx} ; ϵ_{yy} ; ϵ_{zz}) средней сейсмотектонической деформации для землетрясений различных магнитуд (от 2.8 до 5.6). Составлены схемы распределения фокальных механизмов очагов землетрясений Арктической зоны спрединга по глубине их залегания, по направлению векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений за разные временные периоды [10]. На региональном уровне для характеристики мегаблоков и трансблоковых зон земной коры

¹ Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия

региона были рассчитаны следующие параметры: коэффициент дискретности земной коры, энергоемкость, плотность разломов и функция дробления («блочности») [9]. Для исследования современных тектонических движений земной коры нами на основе подготовленной гидрологически корректной цифровой модели рельефа (ЦМР) были проведены: анализ характера отражения структур кристаллического фундамента с поверхностью современного рельефа [16]; рассчитаны базисные, разностные и вершинные поверхности рельефа [15]; значения плотности гидросети; потенциальная энергия рельефа [11]. Для изучения тектонических структур привлекались теоретические модели [1, 2, 7, 12, 17, 18]; результаты физических экспериментов [8, 13, 14], математического моделирования с последующей верификацией данных. Дополнительно учитывались результаты лабораторного эксперимента проникновения газов по разломам [6] и моделей по геолого-геофизическим данным Балтийского щита и прилегающих территорий [4]. Последние использовались вместе с результатами геофизических работ, чтобы проверить, насколько верны теоретические модели.

Исследуемый регион характеризуется: сложными деформационными полями с преобладанием режима сжатия на глобальном и региональном уровнях; современной активизацией земной коры; наследованием тектонических нарушений фундамента в осадочном чехле и современном рельефе (61% территории – прямые формы наследования, 15 – обратные) [16]; наличием «компетентных» слоев в разрезе земной коры, в том числе и в осадочном чехле; разнонаправленным движением слоев земной коры. Таким образом, существуют предпосылки для возникновения складок продольного и поперечного изгибов в зависимости от простирания тектонических структур по направлению к деформационной волне на современном этапе активизации региона. При этом в зависимости от вектора деформационной волны, структуры функционируют в режиме раздвиг/клинораздвиг (северо-западные рифтогенные) или сжатия (северо-восточные трансблоковые зоны). Складки продольного изгиба возникают не только на уровне мантия – земная кора [8], но и в осадочном чехле на границах слоев с разными физико-механическими свойствами (в первую очередь – пластичностью пород), что подтверждается не только результатами физических экспериментов [6, 14] и теоретических моделей, но и наличием пластовых интрузивных тел в разрезе осадочного чехла. Такие процессы вызывают воздымание поверхности рельефа (палеозойские плато и возвышенности). Полученные в результате расчета базисных и разностных поверхностей рельефа данные говорят о современных движениях земной коры (до от 0.2 до 4 см/год), сопоставимых со скоростью воздымания Балтийского щита. Наблюдаются, как временные изменения величин движения (базисные поверхности разных порядков

гидросети), так и пространственные (блоковое строение земной коры). Все это находит отражение в структуре речной сети. Анализ результатов расчетов плотности гидросети в «окне» 10×10 км свидетельствует о разном характере отражения разломов фундамента в значениях плотности линейных понижений рельефа. Структуры северо-западного простирания характеризуются параллельным расположением по отношению к зонам максимальных значений плотности, а северо-восточные – цепочками изолированных аномалий. Такое различие связано с морфокинематикой анализируемых структур и углами их падения. Структуры северо-западного простирания представлены глубинными структурообразующими разломами сбросового типа с углами падения в докембрийском фундаменте от 35–45° до 75–85° [3]. Сдвиговые структуры северо-восточного простирания выделяются цепочками аномалий повышенной плотности гидросети, приуроченными к их пересечению с северо-западными структурами.

Полученные данные говорят о достаточно интенсивных современных движениях земной коры, являющихся результатом сложного взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Исследования проведены в рамках государственного задания Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук.

Литература

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М.: ЦНИГРИ, 1999. 264 с.
2. Белов С.В., Лапин А.В., Толстов А.В., Фролов А.А. Минерагеня платформенного магматизма (траппы, карбонаты, кимберлиты). Новосибирск: изд-во СО РАН, 2008. 537 с.
3. Билибина Т. В. Блоковая тектоника и геодинамика земной коры северо-запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур // Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Русской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. С. 22–29.
4. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КАЭМ, 2003. 244 с.
5. Григорьева С.В., Макаров В.И. Крупномасштабное картографирование новейшей тектоники платформенных территорий (на примере Москвы) // Геоэкология, инженер. геология, гидрогеология, геокриология. 2010. № 2. С. 99–114.
6. Гуфельд И.Л. Сейсмическая опасность. От лабораторных измерений к мониторингу и исследованиям процессов в реальной геологической среде. М.: «Onebook.ru», 2018. 78 с.

7. Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра. 1981. 236 с.
8. Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость: экспериментальные исследования и практическое значение // Литосфера. 2016. № 5. С. 109–119.
9. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я., Чистова З.Б. Дискретность земной коры, энергоёмкость блоков и сейсмичность Европейского Севера России // Вестник геонаук. 2021. 11(323). С. 16–24. DOI: 10.19110/geov.2021.11.2.
10. Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я., Чистова З.Б. Сопоставление современных геодинамических режимов обрамления Евразийской литосферной плиты // Евразийский Союз Ученых. Серия: междисциплинарные науки. 2021. № 10(91). С. 12–18. DOI: 10.31618/ESU.2413-9335.2021.1.91.1485.
11. Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Беленович Т.Я. Потенциальная энергия рельефа. Методики расчета, проблемы, варианты // Уральский геологический журнал. 2022. № 6(150). С. 17–31.
12. Кутинов Ю.Г. Современный геодинамический режим Арктического сегмента земной коры и нефтегазообразование. Пенза: научн.-изд. центр «Социосфера», 2021. 281 с.
13. Маракушев А.А., Маракушев С.А. Генетическая связь нефтяных залежей со щелочным магматизмом большой глубинности // Глубинная нефть. 2013. Т. 1. № 10. С. 1486–1496.
14. Начев В.А., Гребенщикова Е.М. Численное моделирование поведения пороупругопластического искусственного материала в процессе проведения ГРП // Динамические процессы в геосферах. 2022. Т. 14. № 2. С. 62–74. DOI: 10.26006/29490995_2022_14_2_62.
15. Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б. Алгоритм расчёта базисных поверхностей на основе цифровой модели рельефа в программном обеспечении SAGA GIS (на примере Архангельской области) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 3. С. 104–115. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-3-104-115.
16. Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л. Опыт применения цифрового моделирования для выявления наследования структур фундамента в современном рельефе севера Русской плиты // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 2. С. 75–83. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-2-75-83.
17. Ringwood A.A. Nature of the 650-km seismic discontinuity. Implication for mantle dynamic and differentiation // Nature. 1988. Vol. 331. P. 131–136.
18. Shmalze J., Hansen U. Mixing properties of mantle convection // Eug. VII, Terra Abst. Simpl. № 1 to Terra Nova. 1993. No. 5. P. 56.

Среднерифейский возраст метасоматитов связанных с плюмовым магматизмом (Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал)

В структуре Башкирского мегантиклинория (БМА) проявления внутриплитного рифейского магматизма приурочены к основанию ниже- и среднерифейских толщ, а также находятся внутри разреза верхнего рифея [1, 2, 4, 5, 7, 12]. Внедрение интрузий сопровождалось метасоматозом, проявленным как в самих интрузивных породах, так и на экзоконтакте интрузий.

Наиболее полно изучены среднерифейские комплексы, к которым относятся вулканиты кислого и основного состава, базитовые дайки, гранитоидные массивы. Проявления этого магматизма рассматриваются, как «машакское магматическое событие», связанное с внутриконтинентальной плюмовой активностью [6–8, 10–14].

Базиты, относящиеся к «машакскому событию», которые, в основном, слагают sill и дайки, представлены двумя петро-химическими типами – высокотитанистыми (НТi-тип) и низкотитанистыми (ЛТi-тип), формирование которых связывается с различными мантийными источниками [6]. Многочисленные изотопные датировки получены для НТi базитовых интрузий в интервале 1385 ± 1.4 – 1349 ± 11 млн лет [6–8, 12, 13]. Единственная Sm-Nd датировка со значением возраста 1291 ± 67 млн лет получена для ЛТi ишлинских пикритов [6, 9].

На востоке БМА, в районе села Ишля, на площади распространения нижнерифейской (калимиийской) суранской свиты устанавливаются тела пикритов, пикродолеритов и габбродолеритов. Все породы относятся к ЛТi-типу, в которых содержания TiO_2 менее 1 вес.%. В обрыве на р. Сюрюнзяк обнаружено межпластовое тело метасоматически измененных ЛТi метабазитовых пород, обогащенных тальком и флогопитом. Суранская свита нижнего рифея сложена углеродисто-карбонатными, карбонатно-углеродистыми филлитами и карбонатными породами. Верхняя часть разреза свиты слагает относительно ненарушенное крыло синклинали (азимут падения СЗ 295, $\angle 30$). Интрузивные базиты, распространенные

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геологии. Уфимский федеральный исследовательский центр РАН, Уфа, Россия

³ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

в этом районе (ишлинский комплекс) [15] слагают силлы или тела неясного структурного положения на плохообнаженных залесенных участках. Тело метасоматических пород мощностью 0.8–0.9 м имеет протяженность 400 м. В 30 м структурно выше метасоматитов среди углеродистых пород залегает силл габбродолеритов. Южнее, на окраине с. Ишля, в лесу распространены выходы нескольких линейных тел габброидов. Здесь же распространены пикриты [6, 9]. Пикриты слагают автолиты шаровидной и караваеобразной формы размером от первых сантиметров до 1.5 м [15], которые располагаются в коре выветривания по габбродолеритам.

Тело метасоматитов на р. Сюрюнзяк имеет непостоянный состав по мощности и по простирацию. В средней части тела метасоматитов (0.5 м) преобладает тальковый агрегат, с включениями кварца, в котором размещаются порфиробласты кальцита. В кровле и в подошве около 0.2 м залегают породы с порфиробластами флогопита (Phl_{18-21} , Ann_{50-54} , Sid_{7-9} , Eas_{18-24}), погруженными в кварц-хлоритовый агрегат. По простирацию в породе в отдельных линзах в кварц-хлоритовом матриксе преобладают порфиробласты доломита. Акцессорные минералы во всех разностях представлены титанитом, апатитом, рутилом, хром-шпинелью. Кроме того, присутствуют арсенипирит, пирит, халькопирит, никелин. В отдельных образцах установлены порфиробласты алланита с каймами монацита. Сравнивая составы метасоматических и неизмененных магматических пород данного района, в первую очередь содержания в них малоподвижных Sr и Ti, распределение фигуративных точек на диаграммах Харкера, можно предположить, что метасоматиты образованы по пикритам.

Из метасоматитов отобрана проба, из которой выделен флогопит. По результатам $^{40}Ar/^{39}Ar$ исследований флогопита получено плато с возрастом 1356 ± 16 млн лет, СКВО = 0.67. Плато включает 81.7% выделенного ^{39}Ar . Это значение относится к экзайсийскому периоду мезопротерозоя. Согласно уточненному возрасту подразделений рифея и их границ в структуре БМА [13, 14], возраст флогопита соответствует среднему рифею. Можно предположить, что образование метасоматитов, протолитом которых являются пикриты, возможно, и пикродолериты, связано с ранними послемагматическими процессами, которые не оторваны по времени от внедрения пикритов.

На самом юге Башкирского мегантиклинория к машакскому плюмовому событию относится кургасский габбро-долеритовый комплекс [1, 6]. Комплекс представлен системой многоярусных ступенчатых силлов, прорывающих нижнерифейскую юшинскую свиту. Мощность силлов варьируется от 1–2 м до более 90 м. Некоторые силлы долеритов прорываются маломощными силлами, сложенными афанитовыми разностями. В мощных силлах присутствуют пегматоидные разности со скоплениями

гнезд, сложенных гранофировым агрегатом КПШ и кварца (конгадиабазы).

Вмещающие породы на экзоконтакте в зоне до 20 м подвергнуты контактовому метасоматическому изменению, преобладает крупночешуйчатый мусковит.

Габброиды имеют долеритовую структуру. Основные породообразующие минералы представлены пироксеном – авгитом ($\text{Enst}_{35-36}\text{Fs}_{125-39}\text{Woll}_{25-39}$), в меньшей степени пижонитом ($\text{Enst}_{42-43}\text{Fs}_{142-46}\text{Woll}_{10-14}$), плагиоклаз – лабрадором, который по краям кристаллов замещается олигоклазом и сильно серицитизирован, аннит (Phl_{59-62} , Ann_{31-39} , Sid_{4-5} , Eas_{1-3}) внутри кристаллов замещается хлоритом. Редко присутствует кварц. Акцессорные – манганильменит и апатит. В конгадиабазе большее, до 10% содержание аннита ($\text{Phl}_{75-69}\text{Ann}_{12-4}\text{Sid}_{12-21}\text{Eas}_{2-1}$), который частично замещен стильпномеланом. Здесь широко распространены хлоритизированные кальциевые и железо-магнезиальные амфиболы, наблюдается микрографический кварц-полевошпатовый агрегат. Акцессорные – манганильменит, апатит, циркон, бадделейт.

В габброидах кургасского комплекса содержания TiO_2 составляют 1.6–2.4 вес.%. По этому параметру они занимают промежуточное положение между НТi и LTi разностями Башкирского мегантиклинория.

Мусковитовые метасоматиты образованы по песчаникам. В некоторых местах реликты магматических структур указывают на то, что возможно они образованы по трахириолитам. Кроме того, в структуре отмечаются скарны, образованные по карбонатным породам [1].

Апотрахириолитовые (?) мусковитовые метасоматиты сложены лепидогранобластовым агрегатом, в котором преобладает мусковит ($\text{Sid}_{56-100}\text{Eas}_{44-0}$), каолинизированный санидин, хлоритизированный кордиерит, кварц, присутствуют идиоморфные кристаллы циркона и рутила. Из мусковитовых метасоматитов нами выделена монофракция мусковита К-Аг возраст которого 1341 ± 25 млн лет. Прежде приводились данные К-Аг возраста, определенного по мусковитовым породам – 1359 млн лет [1]. При этом предполагалось, что эти значения древнее, чем возраст кургасского магматизма.

Полученные данные об ^{40}Ar - ^{39}Ar возрасте флогопита из апопикритовых метасоматитов ишлинского комплекса (1356 ± 16 млн лет) и К-Аг возрасте мусковита из апотрахириолитовых метасоматитов на контакте с габброидами кургасского комплекса (1341 ± 25 млн лет) свидетельствуют об их близости друг к другу. Формирование как тех, так и других метасоматитов, по-видимому, не оторвано по времени от внедрения интрузий. Таким образом, внедрение связанных с машакским эпизодом плюмовой активности базитов, на юге Южного Урала происходило в эктазийское (среднерифейское) время.

Литература

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
2. Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. К вопросу о петрогенезисе пикритовых комплексов Башкирского мегантиклинория // Геологический вестник. 2018. № 3. С. 98–108. <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2018-3-7>
3. Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С., Высоцкий С.И. Редкие Th-Sc-минералы в пикритах Южного Урала и их генетическое значение // Докл. РАН. 2019. Т. 484, № 6. С. 721–724.
4. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и возраст рубежа нижний – средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21. № 5. С. 1–18.
5. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Полихронные цирконы вулканитов Навышского комплекса айской свиты нижнего рифея (Южный Урал) // Георесурсы. 2020. Т. 22. № 4. С. 101–112. DOI:10.18599/grs.2020.4.101-112
6. Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. 2012. Т. 20. № 4. С. 392–428.
7. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
8. Ронкин Ю.Л., Тихомирова М., Маслов А.В. 1380 млн лет LIP Южного Урала: прецизионные U-Pb-ID-TIMS-ограничения // Докл. РАН. 2016. Т. 468. № 6. С. 674–769.
9. Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О. и др. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и особенности составов оливина и клинопироксена // Литосфера. 2011. № 3. С. 64–83.
10. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Sergeeva N.D., Hamilton M. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern Margin of the East European craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник / Ред. В.Н. Пучков, Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. № 5. С. 1–45.
11. Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Zheng-Xiang Li Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): Implications for the reconstruction of the proposed Nuna (Columbia) and Rodinia supercontinents // Precambrian Research. 2008. V. 160. Is. 1–2. P. 159–178. doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.019

12. Khotylev A.O., Tevelev A.V., Bychkova Ya.V., Latyshev A.V., Anosova M.B., 2020. Mezoproterozoic basite magmatism of the Bashkirian meganticlinorium (Southern Urals): age constraints, petrological and geochemical features // *Geodynamics & Tectonophysics*. V. 11. N 2. P. 219–243. doi:10.5800/GT-2020-11-2-0471
13. Puchkov V.N. Structural Stages and Evolution of the Urals // *Mineralogy and Petrology*. 2013. V.107. N 1. P. 3–37. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0263-1>
14. Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R., et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // *Lithos*. 2013.
15. Ryazantsev A.V., Levkova B.D., Travin A.V. Ectasian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Age of Phlogopite from Apopicitic Metasomatites in the Structure of the Bashkirian Meganticlinorium, South Urals // *Doklady Earth Sciences*. 2024. DOI: 10.1134/S1028334X24603936

**С.П. Левшунова¹, Д.А. Горлов¹, С.Ф. Мигурский¹,
Д.В. Роот¹**

Уран как показатель тектонической активности разломов Анабарской антеклизы

В строении Сибирской платформы принимают участие положительные и отрицательные надпорядковые структурные элементы. К числу первых относится Анабарская антеклиза, расположенная в северо-восточной части Сибирской платформы и имеющая флексурно-разломное ограничение.

В пределах Анабарской антеклизы достаточно широким распространением пользуются кремнисто-карбонатные сланцевые отложения куонамской свиты ниже-среднекембрийского возраста. По содержанию органического вещества эта свита схожа с такими нефтепроизводящими толщами, как породы доманиковского горизонта Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций и майкопской свиты Предкавказья. В них распространены скопления битумов, однако месторождений нефти пока не выявлено [1–4].

С целью поиска подходов к решению данной проблемы было проведено изучение не только геохимическими методами органического

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт, Москва, Россия

вещества, но и температурного режима недр Анабарской антеклизы и ее обрамления. В пределах Анабарской антеклизы методом пиролиза проанализирована обширная коллекция в количестве 196 образцов [2], отобранных из обнажений рек Большая Куонамка, Малая Куонамка, Оленек, Муна и их притоков в ходе полевых работ. Содержание органического вещества в породах из обнажений колеблется в значительных пределах: от 0.03 до 14.75%. При этом минимальные концентрации отмечены в известняках (0.03–0.04%), максимальные – в высокоуглеродистых глинисто-кремнисто-карбонатных породах (7.32–14.75%), а также изучены температурные условия [3, 4].

Температурный режим недр необходимо учитывать в нефтегазопищевой геологии, поскольку он оказывает существенное влияние как на формирование и скопление углеводородов, так и на физико-химические свойства нефтей и газов. Кроме того, с увеличением глубины бурения скважин интерес к температурным данным повысился, что является особенно актуальным для такого труднодоступного района, как Анабарская антеклиза [5].

Сибирская платформа является наиболее «холодной» из древних платформ. Более теплыми являются Северо-Африканская и Австралийская платформы. На Сибирской платформе температура в недрах меняется в широком диапазоне. Она отрицательная в зоне развития многолетнемерзлых пород и распространяется обычно до глубин 300–400 м. На поверхности фундамента Сибирской платформы температура резко колеблется. Максимальные температуры кровли фундамента отмечены в прогнутых частях бассейнов. В Тунгусской синеклизе температура на глубине 7 км равна +125 °С [7]. Наименее прогреты области Сибирской платформы совпадают как с областями, в которых фундамент приподнят, так и с участками современной и древней инфильтрации. Согласно проведенному анализу геоизотерм на срезе –2000 м для Сибирской антеклизы [6], Анабарская антеклиза оказалась в температурной зоне до 20 °С.

В этой связи, весьма актуальным явился зональный и локальный поиск зон разломов, по которым мог осуществляться подток глубинных теплоносителей, активно способствовавших росту катагенетической преобразованности органического вещества пород куонамской свиты в пределах Анабарской антеклизы. С этой целью в образцах из обнажений в пределах Анабарской антеклизы в бассейнах рек Большая и Малая Куонамка, Арга-Сала, Куота был проведен анализ естественной радиоактивности и, в частности, определение концентраций урана. Для сравнения была выбрана соседняя Алданская антеклиза, где выделено несколько ураноносных районов. Эволюция магматических и ультраметаморфических процессов в пределах Алданской антеклизы характеризовалась сменой интрузивной деятельности основных магм процессами грани-

тизации. Содержание урана в наиболее приближенных к Анабарской антеклизе районах в среднем составляет 0.01–0.25%. В результате наших исследований установлено, что в северо-западной окраинной части Анабарской антеклизы в обнажениях бассейнов рек Большая и Малая Куонамка концентрации урана в породах куонамской свиты превышают указанные значения на порядок. В еще больших концентрациях (превышение указанных значений на два порядка) уран установлен в образцах из обнажений вдоль левого берега р. Арга-Сала в 1 км ниже устья р. Куота на южном склоне Анабарской антеклизы в непосредственном контакте с Вилуйской гемисинеклизой. Поступление в таких высоких количествах глубинных урансодержащих теплоносителей по зонам разломов свидетельствует о высокой тектонической активности разломов в пределах Анабарской антеклизы. Кроме того, в результате радиоактивного воздействия урана на воду она распадается на кислород и водород. В свою очередь, водород, гидрируя различные компоненты органического вещества, способствует активизации генерации углеводородов. Подобное явление установлено в майкопской свите Предкавказья со значительно меньшими концентрациями урана (0.02–0.03% [2]). Таким образом, уран в образцах из южной приразломной части Анабарской антеклизы не только является показателем тектонической активности разломов, но и повышая генерации углеводородов, способствует росту перспектив нефтегазоносности рассматриваемой территории.

Литература

1. Горлов Д.А., Левшунова С.П. Прогноз зон раздельного нефтегазонакопления в отложениях куонамской и иниканской свит нижнего–среднего кембрия Восточной Сибири // Геология нефти и газа. 2022. № 2. С. 67–77. DOI 10.31087/0016-7894-2022-2-67-77. – EDN SMXQXX.

2. Левшунова С.П., Горлов Д.А. Некоторые особенности генерации углеводородов в ниже-среднекембрийских отложениях Восточной Сибири // Материалы международной научно-практической конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа. М.: МГУ, 2023, электронный вариант.

3. Горлов Д.А., Левшунова С.П., Роот Д.В., Мигурский С.Ф. Нефтегазogeологическое районирование куонамской формации ниже-среднекембрийских отложений Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Геология нефти и газа. 2023. № 6. С. 67–79. DOI: 10.47148/0016-7894-2023-6-67-79

4. Горлов Д.А., Левшунова С.П., Алференок А.В. Тектонический аспект нефтегазоносности куонамской свиты нижнего–среднего кембрия Восточной Сибири // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2022. Материалы LIII Тектонического совещания, Москва, 1–5 февраля 2022 г. Т. 1. М.: ГЕОС, 2022. С. 140–144.

5. Горлов Д.А., Левишнова С.П. Влияние глубинных теплоносителей на генерацию углеводородов в куонамской свите Восточной Сибири // Тезисы Международного Совещания «Новые идеи в геологии нефти и газа», МГУ им. М.В. Ломоносова. М., 2021.

6. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мизута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран Российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.

7. Юрин Г.А. Температурный режим недр Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 1982. № 9. С. 12–16.

**Г.В. Леднева¹, С.Г. Сколотнев¹, К.Г. Ерофеева¹,
О.И. Окина¹**

Минералы вкрапленников раннемеловых вулканитов поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) как индикаторы условий кристаллизации и геодинамической обстановки магматизма

Вулканиты поднятия Альфа-Менделеева в настоящее время считают проявлением магматизма крупной магматической провинции Арктики на основании данных о валовой геохимии и изотопному составу стронция, неодима и свинца [1–6, 8, 12] в совокупности с раннемеловыми (около 82–90 и 110–114 млн лет) геохронологическими определениями возрастов пород [5, 7, 14]. При этом, судя по петрографическим описаниям, для вулканитов поднятия типичны метаморфические преобразования разной степени интенсивности, указывающие на их взаимодействие с морской водой и обычно вызывающие неизохимичное поведение ряда элементов (как главных, так и редких, и рассеянных). Это обычно затрудняет петрологические и геодинамические интерпретации и требует их верификации на основе других подходов.

В рамках настоящей работы мы приводим результаты изучения петрографии и составов минералов методами оптической и электронной микроскопии и LA-ICP-MS вулканогенных пород одного из районов опробования в центральной части поднятия из коллекции экспедиций научно-исследовательской подводной лодки (НИПЛ) 2014 и 2016 годов на поднятии Менделеева, собранной С.Г. Сколотневым. Это исследование

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

было направлено на реконструкцию возможной обстановки магматизма на основе оценок составов родоначальных расплавов, выполненных с учетом условий кристаллизации магм.

Основные результаты исследования сводятся к следующему.

1. Вулканогенные породы, представленные фрагментами лавовых потоков и туфовых горизонтов, взятыми из крупных оползневых блоков, расположенных на разных участках склона, и крупной вулканической бомбой из верхней части склона отличаются друг от друга по петрографии. Лавы представлены пироксеновыми порфиоровыми вулканитами, а именно *Орх-Срх-Pl* трахибазальтом, *Срх-Pl* трахиандезитобазальтами и *Срх-Pl* трахиандезитом, бомба – роговообманковым трахиандезитом. Туфы включают литокласты похожие на фрагменты пироксеновых вулканитов. Во всех образцах проявлены низкотемпературные вторичные преобразования, характерные для океанического метаморфизма. Так, в пироксеновых вулканитах стекло полностью замещено агрегатом филлосиликатов и гидроокислов железа, миндалины в этих породах выполнены смешанно-слоистыми силикатами, среди которых определенно есть селадонит. В роговообманковом трахиандезите по стеклу и частично по плагиоклазу вкрапленников, вероятно, развиты цеолиты.

2. Формирование вулканитов происходило в открытой магматической системе при участии разных механизмов кристаллизации (фракционно-го, равновесного и динамического), определенно имели место процессы смешения порций расплавов разной степени дифференциации и дегазации магмы.

3. Минимальное давление кристаллизации, оцененное по авгитам вкрапленников по геотермометру [13], составляло 3.6–3.9 (± 1.66) кбар; температура, рассчитанная по равновесным составам авгита и клиноэнстатита сростаний [9] и авгитам вкрапленников [13], варьировала в диапазоне от ~ 1150 °C до ~ 1000 °C; фугитивность кислорода, оцененная по зернам ильменита и титаномагнетита в непосредственном контакте, близка к буферу QFM при температуре около 1040 °C [11]. Кристаллизация чермакит-паргаситовой роговой обманки роговообманкового трахиандезита происходила при давлении 2.3 ± 0.3 кбар и температуре около 890 °C из расплава с рассчитанным содержанием воды ~ 1.9 мас.% [10]. Оценки температуры близки к магматическим, а оценки давления указывают на кристаллизацию минералов вкрапленников в магматическом очаге или очагах в верхней коре.

4. Геохимия пироксенов вкрапленников пироксеновых трахибазальта, трахиандезитобазальтов и трахиандезита центральной части поднятия указывает на их кристаллизацию, по крайней мере, из двух геохимически родственных порций расплавов разной степени дифференциации. Расплавы, оцененные по составам авгита, являются умеренно обогащенными

крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных, что сближает их с E-MORB, но обнаруживают нетипичную для последних отрицательную аномалию Nb. Роговообманковые трахиандезиты генетически не связаны с пироксеновыми вулканитами. Оцененный состав расплава по магнезиальной роговой обманке похож на обогащенные расплавы геохимического типа OIB и не показывает отрицательной аномалии ниобия.

5. Полученные данные по геохимии авгитов и роговой обманки вкрапленников из вулканитов центральной части поднятия Менделеева, а также проведенные оценки составов расплавов по этим минералам указывают на кристаллизацию этих пород из расплавов, типичных для внутриплитных обстановок формирования. Разная степень обогащения оцененных родоначальных расплавов, продуктами кристаллизации которых являются пироксены и роговая обманка, позволяет допускать генерацию расплавов на разных уровнях глубинности. Расплавы, оцененные по роговой обманке, обнаруживают «гранатовую» метку, по авгиту – нет. Установленные различия спектров РЗЭ авгитов вкрапленников авгитов из пироксеновых вулканитов и их родоначальных расплавов могут быть связаны с разными степенями частичного плавления источника. Такие особенности составов расплавов в целом характерны для областей плюмового магматизма.

6. Ортопироксен вкрапленников и кайм их обрастания в пироксеновых вулканитах существенно отличаются друг от друга по геохимии, в первую очередь, по степени обогащения легкими РЗЭ относительно тяжелых. Особенности их состава не могут быть объяснены только с позиций фракционной кристаллизации и позволяют допускать контаминацию расплавов и/или источников расплавов. Об этом же свидетельствует и отрицательная аномалия ниобия на многоэлементных спектрах авгитов в пироксеновых вулканитах.

Работа выполнена в рамках государственного задания Геологического института РАН (г. Москва).

Литература

1. Верниковский В.А., Морозов А.Ф., Петров О.В., Травин А.В., Каушбин С.Н., Шокальский С.П., Шевченко С.С., Петров Е.О. Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева: к проблеме континентальной коры в Северном Ледовитом океане // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 431–435.

2. Кременецкий А.А., Костицын Ю.А., Морозов А.Ф., Рекант П.В. Источники вещества магматических пород поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2015. № 6. С. 487–501.

3. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

4. Сергеев С.А., Пресняков С.Л., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Родионов Н.В., Шевченко С.С. Первые находки палео- и мезоархейских цирконов в породах внутривосточных шельфовых поднятий Арктики: индикатор присутствия древнейшей зрелой континентальной коры // Докл. РАН. 2015. Т. 463. № 1. С. 79–84.

5. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о возрасте магматических пород понятия Альфа-Менделеева (Северный Ледовитый океан) по результатам изотопного U/Pb датирования зеонов циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 1. С. 26–32.

6. Grikurov G., Petrov O., Shokalsky S., Rekant P., Krylov A., Laiba A., Belyatsky B., Rozinov M., Sergeev S. Zircon geochronology of bottom rocks in the central Arctic Ocean: analytical results and some geological implications // ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI. St. Petersburg: A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI), 2014. P. 211–232.

7. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, central Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2003. V. 152. N 1. P. 185–201.

8. Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K., Mayer L.A., Armstrong A. Basalts from the Chukchi borderland: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2020. V. 125. e2019JB017604.

9. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 61–120.

10. Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V. 163. N 5. P. 877–895.

11. Sauerzapf U., Lattard D., Burchard M., Engelmann R. The titanomagnetite-ilmenite equilibrium: New experimental data and thermobarometric application to the crystallization of basic to intermediate rocks // J. Petrol. 2008. V. 49. No 6. P. 1161–1185.

12. Van Wagoner N.A., Robinson P.T. Petrography and geochemistry of the CESAR «Hard Rock». Implications for the origin of the Alpha Ridge / H.R. Jackson, P.J. Mudie and S.M. Blasco (Eds.). Initial Geological Data Report on CESAR, Canadian Expedition to Study the Alpha Ridge // Geol. Surv. Can., 1985. Paper 84–22. P. 47–57.

13. Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // *Eur. J. Mineral.* 2021. V. 33. P. 621–637.

14. Williamson M.-C., Kellett D., Miggins D., Koppers A., Carey R., Oakey G., Weis D., Jokat W., Massey E. Age and eruptive style of volcanic rocks dredged from the Alpha Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Abstr.* 2019. V. 21. EGU2019-6336.

М.Г. Леонов¹

«Объемная» структурно-тектоническая фрагментация земной коры на примере провинций ареального рифтинга

С середины XX века широкий размах приобрели исследования в области механики разрушения, одним из аспектов которой является изучение фрагментирования (делимости) земной коры (работы Г.Г. Кочаряна, В.В. Ружича, М.А. Садовского, Г.А. Соболева, С.И. Шермана и мн.др.]. Проблема тектонической делимости рассматривается в тектонофизике, мезомеханике, геологии разломов, фрактальной геометрии. Делимость земной коры находит отражение в особенностях рельефа, в тектонической структуре, в распределении геофизических полей и полезных ископаемых. Тектоническая делимость иерархична, имеет различную размерность от «нано» до «мега» масштаба и свойственна как всей верхней оболочке Земли, так и ее отдельным сегментам и структурам. Большинство работ, в которых затронуты проблемы тектонической делимости, касаются трещинно-разломной тектоники, но делимость определяется не только линейными структурами (разломами, линеаментами, зонами концентрированной деформации), но и существованием трехмерных геологических провинций, имеющих различное структурно-вещественное наполнение. Подобная разновидность делимости – условно назовем ее «объемной (3D) делимостью» – практически не исследована ни со стороны феноменологической, ни с позиций исторической геодинамики, что, в частности, подчеркнуто в работе А.О. Мазаровича и С.Ю. Соколова (2004).

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Провинция Бассейнов и хребтов. Провинция бассейнов и хребтов (~600×1000 км), описание которой основано на публикациях американских и российских геологов (рис. 1), расположена на гетерогенном основании: восточная часть Провинции приурочена к западному флангу древнего Североамериканского кратона, западная – к областям невадий-

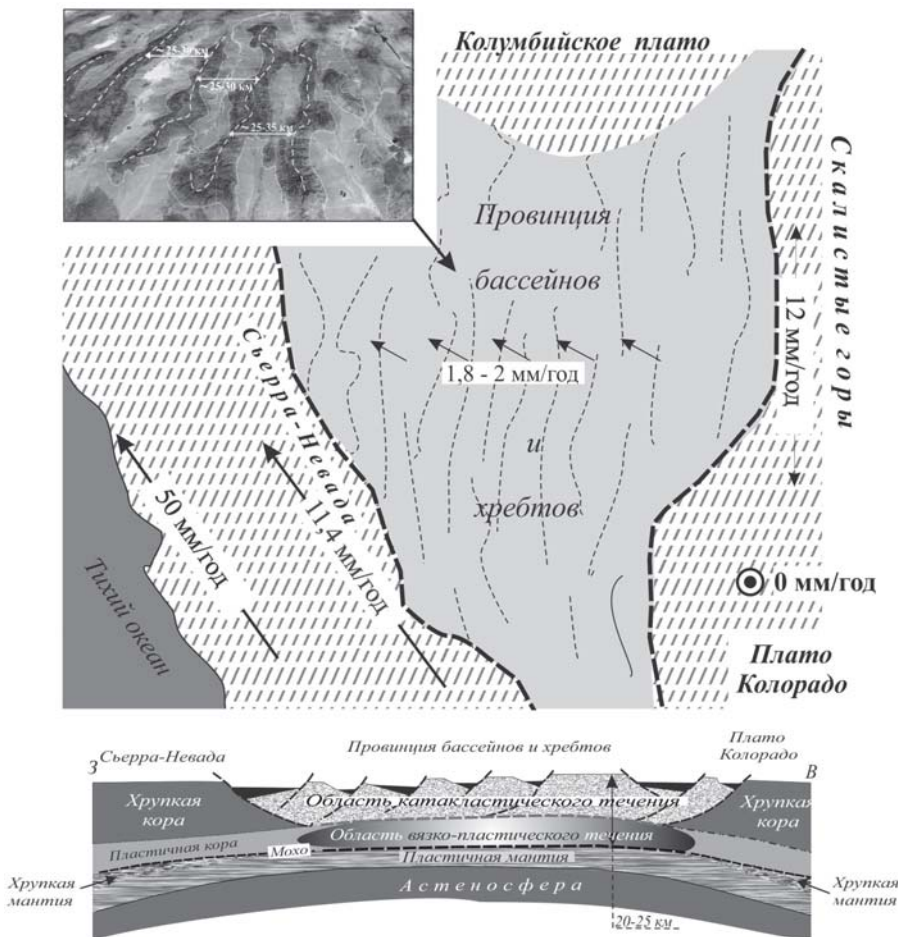


Рис. 1. Провинция бассейнов и хребтов и ее обрамление. Космоснимок – ресурс Google Pro; схема составлена по данным К.Л. Кука (1970), А.В. Лукьянова (1965), Милановского (1976); профиль составлен по данным А.М. Никишина (2004); величины скоростей деформации приведены по данным JPS Р. Беннета (2008), Н. Фая (2008), В. Тетчер (1997), И. Зенга (2022) и их соавторов.

Объяснение на рисунке и в тексте

ской и ларамийской складчатости, структура которых не имеет, однако, прямого отражения в тектоническом строении Провинции. Территории Провинции соответствует утоненная (20–25 км) верхняя кора. Геологическое строение Провинции характеризуется специфическим набором геологических формаций и своеобразной морфоструктурой, отражающей дробную внутреннюю тектоническую делимость сегмента и выраженную в закономерном чередовании линейных хребтов (антиклиналей, горстов) и рифтогенных впадин (синклиналей, грабен). Провинции соответствует сводовое поднятие, скорость воздымания которого, по данным GPS, составляет 0.5–2 мм/год, ограниченное с бортов разломными зонами со сдвиговой кинематикой и скоростями деформации 11–12 мм/год. Верхний (хрупко-вязкий) слой, имеющий структуру бассейнов и хребтов, подстилается слоем горизонтально-плоскостного вязкопластического течения. По мнению американских геологов, за формирование морфоструктуры провинции ответственны три группы сил: внешние (межплитные); базальные, действующие в основании коры; внутренние, создаваемые коровыми плотностными и гравитационными неоднородностями. Внешние силы моделируют поле, создаваемое силами внутренними. Рельеф в пределах Провинции формируется за счет действия внутрикоровых сил. Рифтогенез в пределах Провинции затрагивает лишь верхние горизонты коры и не приводит к полному разрыву корового слоя. Скорости деформации в пределах Провинции составляют 1.8–2 мм/год и соответствуют режиму рассредоточенного (диффузного) сдвига, который, согласно известной схеме А.В. Лукьянова (1965), определяет процесс твердотельного хрупко-пластического течения горных масс и их тектоническое перераспределение в пространстве. В качестве самостоятельной геологической единицы Провинция была обособлена во второй половине миоцена, когда произошли утонение коры и общий подъем территории и когда из общего геологического пространства был структурно и геисторически вычленен сегмент земной коры – элемент объемной тектонической делимости корового масштаба.

Селенгинско-Витимская (Западно-Забайкальская) провинция. Представляет собой (работы Е.В. Склярова, Н.А. Флоренсова, В.В. Ярмолюка и мн. др.) протяженную (200×1200 км), тектонически и морфологически обособленную среднегорную область, имеющую форму удлиненной линзы, вытянутой в ЮЮЗ-ССВ направлении. Как самостоятельную провинцию Селенгино-Витимскую зону определяют: (1) парагенез множественных мезозойско-кайнозойских внутригорных впадин и комплементарных им горных поднятий; (2) ареальный внутриплитный магматизм, синхронный осадконакоплению; (3) объемное сдвиговое течение горных масс. Провинция ограничена Селенгино-Витимской на северо-западе и Монголо-Охотской на юго-востоке сдвиговыми зонами. Провинция рас-

положена, главным образом, в области каледонид, но захватывает и территории с иным возрастом консолидации. Хребты сложены кристаллическими породами палеозойского возраста (фундамент провинции). Впадины выполнены континентальными вулканогенными и осадочными отложениями мезозоя и кайнозоя. Морфоструктурное и палеогеографическое обособление Провинции произошло на рубеже триаса и юры. Прямого наследования морфоструктурой Провинции тектонического плана фундамента не наблюдается. Селенгино-Витимская провинция обнаруживает явное сходство с Провинцией бассейнов и хребтов Северной Америки по морфоструктуре и характере ограничений, типе осадконакопления и вулканизма, непосредственной связи с рассредоточенным сдвиговым течением. И главное в контексте данного сообщения: Селенгино-Витимская провинция, также как и Провинция бассейнов и хребтов представляет собой ограниченное в пространстве геологическое тело, отражая тектоническую фрагментированность (делимость) корового слоя.

Провинция Зондаленд. Провинция Зондаленд (Зондский шельф) является составной частью Малайского архипелага, расположенного в области встречного движения Евразийского, Индийского, Австралийского, Тихоокеанского и Филиппинского плито-потоков. Территория современного Зондского шельфа изначально входила в состав Евразийского континента. Впоследствии этот сегмент в виде изолированного блока был перемещен в юго-восточном направлении. По данным GPS наблюдений, блок Зондаленд в настоящее время перемещается к юго-востоку (относительно Евразии) как единое целое со скоростью от 6 ± 3 мм/год, по данным Дж. Бока (2003 г.) и до 12 ± 3 мм/год, по данным Дж. Мишеля с соавторами (2001). В обрамлении блока, наряду с поддвигаго-надвигаговыми деформациями, отмечены деформации сдвига. Относительные перемещения реперов во внутренних частях блока составляют 1–3 мм/год и менее. Территория Зондаленда, начиная с олигоцена и до настоящего времени, по данным В.И. Богоявленского (2016), В.Ю. Керимова и М.Г. Леонова (2019, 2021), и др., представляет собой тектонически обособленную область проявления рассредоточенного «пластичного» рифтинга и реидного перераспределения горных масс. Область проявления рассредоточенного рифтинга ограничена в пространстве зонами косой субдукции с отчетливо выраженной сдвиговой кинематикой. Все эти характеристики позволяют рассматривать сегмент Зондаленд как индивидуализированную в пространстве историко-геодинамическую провинцию, т.е. как элемент объемной фрагментации литосферы, обладающий в то же время дробной внутренней тектонической делимостью на уровне верхнекорового слоя.

Таким образом, рассмотренные выше сегменты представляют собой структурно обособленные трехмерные геологические тела корового мас-

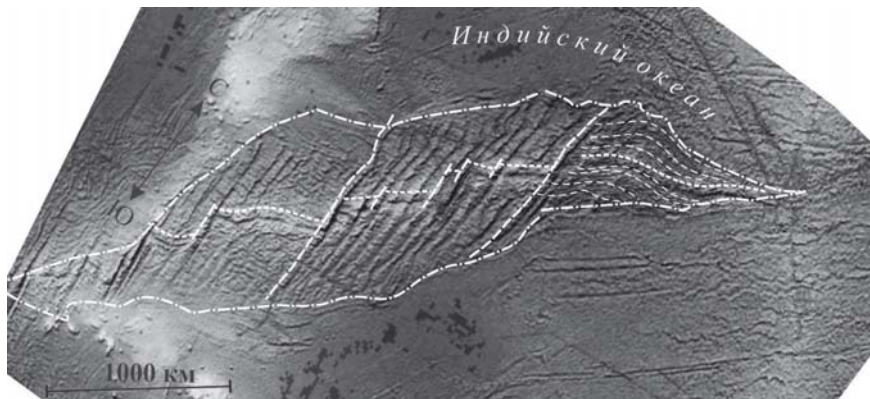


Рис. 2. Тектоническая делимость коры в юго-западной части Индийского океана. На основе ресурса Google PRO

штаба, обладающие индивидуальной тектонической структурой, вещественным выполнением, рельефом земной поверхности и формой поверхности фундамента. Подобные ансамбли характерны и для других регионов как с континентальной корой, например, изученная А.С. Балухевым (2012) Рифтовая система Белого моря, так и с корой океанического типа (рис. 2), о чем писали О.А. Мазарович и С.Ю. Соколов (2004 г.). Эти ансамбли представлены особым морфоструктурным парагенезом рассредоточенного рифтинга, связаны с режимом 3D твердо-пластичного сдвигового течения горных масс и являются отражением фундаментального свойства земной коры – ее тектонической фрагментации, причем не только и не столько за счет возникновения разноразмерных жестких блоков, но и благодаря зарождению и существованию индивидуализированных в пространстве и во времени геоисторических провинций.

Исследование выполнено по теме НИР Геологического института РАН.

Образование структур второго порядка в процессе развития сдвиговой зоны с точки зрения математического моделирования

Изучение структур второго порядка, возникающих в сдвиговой зоне по мере её развития, важно с точки зрения установления истории сдвиговой зоны, определения текущего режима деформирования, а также прогноза возможных событий на ней.

При натуральных, лабораторных и теоретических исследованиях, как правило, принято опираться на классификации структур второго порядка, предложенные Стояновым [5] и Хэнкоком [6]. Они согласуются между собой по сути, но немного отличаются по терминологии. В настоящей работе в фокусе внимания будут сколы Риделя и сопряжённые сколы Риделя (R и R' соответственно), «обратные» сколы P , а также сколы, параллельные направлению основного сдвига, которые у Стоянова обозначены как L -сколы, а у Хэнкока – как Y -сколы. Чаленко [8] установил, что, если в сдвиговой зоне возникают все эти типы структур, то они появляются именно в таком порядке – сначала R и R' -сколы, потом P -сколы, затем L -сколы. При этом такая последовательность актуальна для любого масштабного уровня сдвиговой зоны, природной или экспериментальной.

Здесь хотелось бы обратить внимание, на то, что вопрос причин возникновения сколов в столь разных направлениях пока остаётся за кадром. Действительно, ориентация сколов Риделя и сопряжённых сколов Риделя очевидно объясняется отклонением угла скалывания от оси максимального сжатия, которое следует из закона Кулона-Мора. Однако при этом непонятно, каким образом и по какой причине могут в таком случае возникнуть P -сколы.

Часто P -сколы определяют, как «сколы, отклоняющиеся от оси сдвига на тот же угол, что и R -сколы, но в другую сторону». Например, такое определение принято в книге [1] и встречается в публикациях других авторов. В настоящей работе будет показано, что, хотя оно и отражает геометрию (правда, только приблизительно), но по своей сути неверно. Появление его совершенно не удивительно, поскольку P -сколы были выявлены в ходе натуральных и экспериментальных наблюдений, точность измерений могла быть на особенно высока, никакого объяснения не существовало,

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

а человеческому мозгу часто свойственно стремление достроить картину до симметричной.

Второе определение, которое встречается в литературе, и с которым также хотелось бы поспорить, относится к R и R'-сколам. А именно, пишут, что «R-трещины при сдвиговых смещениях ориентированы под углом $\varphi/2$ (где φ – угол внутреннего трения породы), а R'-трещины ориентированы под углом $(90^\circ - \varphi/2)$ к направлению генерального сдвига». Строго говоря, сами углы наклона возникающих нарушений указаны верно. Однако следует возразить против самого подхода отсчёта углов от направления основного сдвига, поскольку он, хоть и удобен для классификации, тем не менее совершенно не отражает сути происходящих в сдвиговой зоне перестроек. Для понимания изменения напряжённого состояния необходимо отсчитывать углы от направления максимального сжатия.

Напомним, что, согласно теории прочности Кулона-Мора, разрушение скола в точке становится возможным при достижении на какой-либо площадке в точке соотношения

$$|\tau_n| - k_{in}|\sigma_n| \geq \tau_f, \quad (1)$$

где τ_n и σ_n – касательное и нормальное напряжения на площадке с нормалью n соответственно, k_{in} – коэффициент внутреннего трения породы при значении угла внутреннего трения φ , $k_{in} = \text{tg } \varphi$, τ_f – предел прочности породы на сдвиг. Кулоновское напряжение τ_c определяется выражением

$$\tau_c = |\tau_n| - k_{in}|\sigma_n|. \quad (2)$$

Определить направление площадок, на которых это соотношение достигается в первую очередь, т.е. где τ_c максимально, можно, во-первых, на круге Мора (см., например, [1]). Второй способ заключается в том, чтобы исследовать на экстремумы выражение (2) как функцию угла наклона α между площадкой и осью максимального сжатия σ_3 в предположении перпендикулярности нормали n к оси σ_2 . Это исследование показывает, что площадки максимального кулоновского напряжения τ_c^{max} , называемые также площадками скалывания, располагаются под углами α_1 и α_2 к направлению максимального сжатия:

$$2\alpha_{1,2} = \pm \left(\frac{\pi}{2} - \varphi \right). \quad (3)$$

Ориентация площадок скалывания относительно оси максимального сжатия никак не связана ни с величинами главных напряжений, ни с какими-либо их соотношениями, а зависит только от угла внутреннего трения породы φ (рис. 1). Отметим, что выражение (3) никак не связано с направлением сдвиговой зоны, оба направления скалывания располо-

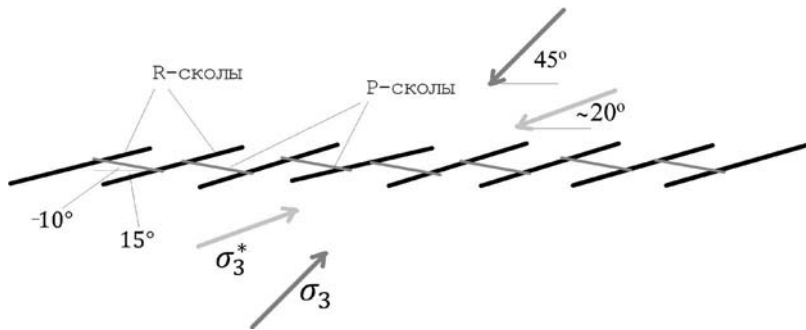


Рис. 1. Схема поворота осей главных напряжений после смещения бортов сколов Риделя и расположения возникающих Р-сколов

жены симметрично относительно оси максимального сжатия и в окрестности точки они на начальном этапе равноправны. Если же зона сдвига определена, тогда можно сказать, какому типу сколов отвечает каждое из направлений. Если зона основного сдвига отклонена от оси максимального сжатия на 45° по часовой стрелке, то знак « \leftarrow » при этом соответствует ориентировке R-сколов, а знак « \rightarrow » ориентировке R'-сколов. Согласно наблюдениям, сопряжённые сколы R' перестают развиваться вскоре после возникновения. Это связывают с изменением соотношения нормальных и касательных напряжений на них в процессе развития зоны сдвига [2, 4].

Исследование поля напряжений в зоне сдвига, выраженной эшелонном сколов Риделя, при помощи приближённого аналитического метода для двумерного массива с совокупностью сдвиговых трещин [3] показывает, что в зоне сдвига вследствие смещения бортов сколов Риделя локально в области, удалённой от их концов, существенно изменяется ориентация главных осей тензора напряжений [7]. В частности, при значении угла внутреннего трения $\varphi = 30^\circ$ и расстоянии между центрами сколов, равном 65% характерной длины скола, в центре сдвиговой зоны ось максимального сжатия повернётся примерно на 25° в сторону направления основного сдвига. Если теперь отложить от нового направления оси максимального сжатия угол скалывания в том же направлении, то получится -10° , что соответствует ориентировке Р-сколов по Чаленко [8]. Схему можно видеть на рисунке.

Если варьировать параметры задачи, брать другой угол внутреннего трения породы, другое расстояние между сколами, то новый локальный угол наклона оси максимального сжатия будет немного меняться. Расчёты показывают, что возможный наклон Р-сколов может составлять по крайней мере от -4° до -18° . Это доказывает, что угол наклона Р-сколов

не имеет прямого отношения к углу наклона R-сколов, а зависит от поворота главных осей тензора напряжений, которая, в свою очередь, зависит от величины смещений по R-сколам.

Расчёты поля напряжений на стадии, когда уже произошло смещение по R-сколам, показывают, что на этом этапе в зоне сдвига возникают области, в которых направление скалывания приблизительно совпадает с направлением основного сдвига, что соответствует ориентировке L-сколов. Следовательно, появление последних тоже объясняется изменением поля напряжений в зоне сдвига в процессе её развития.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Гинтов О.Б.* Полевая тектонофизика и её применение при изучении деформаций земной коры. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
2. *Гончаров М.А., Рогожин Е.А., Фролова Н.С., Рожин П.Н., Захаров В.С.* Мегасколы Риделя γ' и тенденция к гравитационному равновесию как главные факторы цунамигенных землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. Р. 939–991. <https://doi.org/10.5800/gt-2014-5-4-0164>
3. *Лермонтова А.С., Ребецкий Ю.Л.* Исследование взаимодействия трещин сдвига на основе приближенного аналитического решения задачи теории упругости // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 3. С. 239–274. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-3-0073>
4. *Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Сим Л.А.* Структуры разрушения в глубине зон сдвига. Результаты тектонофизического моделирования // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 103–140.
5. *Стоянов С.С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
6. *Hancock P.L.* Brittle microtectonics: principles and practice // J. of Struct. Geol. 1985. V. 7. N 3/4. P. 437–457.
7. *Lermontova A.S.* Stress field in a shear zone, and formation of the main fault // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. V. 12. N 3. P.499–507. doi:10.5800/GT-2021-12-3-0536
8. *Tchalenko J.S.* Similarities between shear zones of different magnitudes // Geological Society of America Bulletin. 1970. V. 81. P. 1625–1640. [https://doi:10.1130/0016-7606\(1970\)81\[1625:SBSZOD\]2.0.CO;2](https://doi:10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2)

Термоплотностная 3D-модель конвекции для современной Земли и ее приложения к региональной тектонике

Одной из фундаментальных проблем современной геодинамики является установление самосогласованной картины движения литосферных плит по поверхности Земли и конвективных течений в сферической мантийной оболочке. При этом речь идет о 3D-модели конвекции в мантии с учетом реальных свойств мантийного вещества, прежде всего его переменной плотности, зависящей от температурных аномалий и химического состава, а также вязкости, зависящей от температуры, давления среды и т.д. Необходимость рассмотрения трехмерной модели конвекции Земли диктуется потребностью современного развития глобальной геодинамики, в основе которой уже более полувека лежит кинематическая концепция тектоники литосферных плит. Последняя, однако, как оказалось, далеко не всегда способна объяснить региональные геологические и тектонические процессы, что инициировало попытки выдвигания новых тектонических концепций, например, тектоники мантийных течений [1], либо достаточно радикального обобщения классической парадигмы, как например, тектоника деформируемых литосферных плит [2].

Первым и наиболее рациональным шагом в развитии 3D-моделей мантийной конвекции является построение трехмерной модели современных течений в недрах Земли, вызванных плотностными неоднородностями, которые в настоящее время достаточно хорошо определяются по данным сейсмической томографии. Если считать, что плотностные неоднородности вызываются, главным образом, температурными аномалиями, то, задавая их по данным сейсмической томографии и численно решая уравнение Стокса, описывающее безинерционное течение вязкой жидкости, можно получить трехмерную картину течения мантийного вещества для современной Земли. Аномалии температуры в мантии получаются из вариаций поперечных сейсмических скоростей по формуле $\Delta T = -(1/\alpha) \times (\text{scaling} \times \Delta v_s/v_s)$ с учетом зависимости коэффициента теплового расширения α и скейлинг-фактора от глубины и химсостава [3, 4]. При добавлении к вариациям температуры адиабатической и средней наадиабатической температур получается полная температура в мантии.

¹ Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва, Россия

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

Для расчетов мы используем модель с зависимостью вязкости от полной температуры с учетом температуры плавления вещества [5, 6]. Для верхней мантии до глубины 660 км размерная вязкость определяется эмпирической формулой:

$$\eta = 2 \times 10^9 \times \exp(17 \times T_{\text{melting}} / ((\text{Temp} \times 3327) + 273)),$$

где Temp – безразмерная полная температура от 0 до 1, а Tmelting температура плавления вещества определяется формулой

$$T_{\text{melting}} = 2100 + 1.4848 \times \text{depth} - (0.0005 \times \text{depth} \times \text{depth}).$$

Для нижней мантии глубже 660 км:

$$\eta = 1.2 \times 10^{13} \times \exp(10 \times T_{\text{melting}} / ((\text{Temp} \times 3327) + 273)),$$

$$\text{а } T_{\text{melting}} = 2916 + 1.25 \times \text{depth} - (0.000165 \times \text{depth} \times \text{depth}),$$

где depth – глубина в километрах.

Такая реология позволяет в рамках модели вязкой жидкости получить квазижесткие плиты на поверхности и учитывает возможное частичное плавление вещества. В нашей модели автоматически учитываются силы, действующие на тонущие слэбы (сила тяжести, сопротивления и сцепления), силы, возникающие в океанических хребтах и силы, действующие на плиты снизу и на их границах. За счет неньютоновской реологии на поверхности Земли в численной модели получены квазижесткие плиты, разделенные ослабленными (шовными) зонами (рис. 1), и таким образом

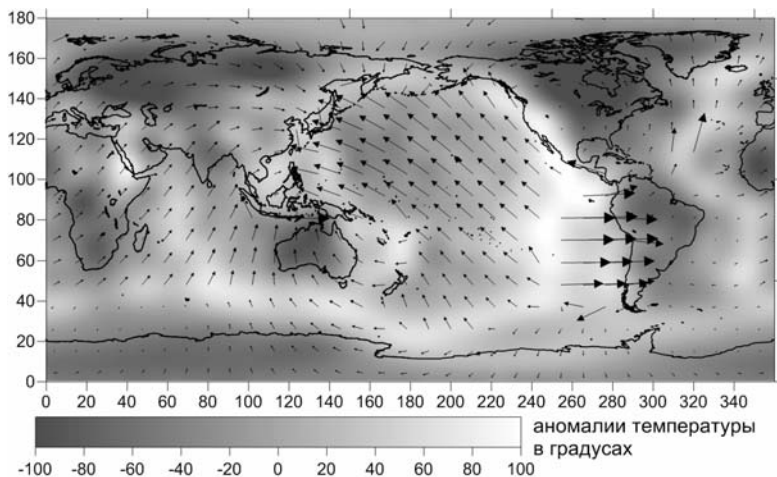


Рис. 1. Распределение аномалий температуры в мантии на глубине 100 км. Черной линией показаны контуры континентов. Черными стрелками показаны рассчитанные скорости на поверхности Земли

численно моделируется современная тектоника плит, Расчеты проводились с помощью модифицированной программы CitcomS [7]. На рис. 1 приведены вариации температуры, пересчитанные из вариаций сейсмических скоростей в модели SMEAN 2 [8] в сечении мантии Земли на глубине 100 км, с наложением на эту картину рассчитанного поля скоростей движения квазижесткой литосферы на поверхности. Под континентами, в основном, имеют место отрицательные аномалии температуры, за исключением Восточной Африки с частью Аравийского полуострова и Малой Азии, Юго-Восточной и Восточной Азии, запада Северной Америки и Западной Антарктиды. Вышеперечисленные континентальные области, а также задуговые бассейны характеризуются положительными температурными аномалиями. Для океанических областей повышенными температурами выделяются широкие области океанических хребтов. Хорошо видно плавное понижение температуры Тихоокеанской и других океанических плит с удалением от океанического хребта, т.е. с увеличением их возраста и охлаждения. В Тихом океане океанический хребет сильно смещен на восток в сторону Америк, тогда как в Индийском и Атлантическом океанах области океанических хребтов лежат примерно по центру океанов. Поэтому наиболее холодная часть тихоокеанской плиты находится в северо-западной его части, а наиболее холодные части Индийского и Атлантического океанов лежат у краин окружающих их континентов. Наиболее холодная и жесткая часть северо-западной части тихоокеанской плиты движется в одном направлении на северо-запад в сторону зон субдукции на границе этой плиты с Евразийской плитой. Рассчитанные скорости на поверхности Земли составляют сантиметры в год. Их величины и направления коррелируют с глобальной моделью скоростей NUVEL [9].

На рис. 2 показаны вариации температуры в мантии в сферическом меридиональном сечении Земли (20 и 200° в.д.). Два глобальных горячих восходящих мантийных потока поднимаются от пограничного слоя с ядром Земли (слой D'') под Тихим океаном и под Африкой. В верхней мантии под арктическим регионом находится область положительной температурной аномалии, однако скорости течений в мантии направлены субгоризонтально. Литосфера и субконтинентальная мантия под Африкой сильно неоднородна. Термальная мощность литосферы кратона Калахари достигает 300 километров, однако под ней находятся восходящие течения, которые выполаживаются у ее подошвы, вызывая подъём и растяжение Южной Африки. Севернее в центральной Африке термальная мощность литосферы кратона Конго еще больше, и она имеет продолжение в виде субгоризонтальной линзы, лежащей на границе верхней и нижней мантии. Эта тяжелая структура (холодная линза) под кратоном Конго может объяснить его погружение в кайнозой и наличие огромного осадочного

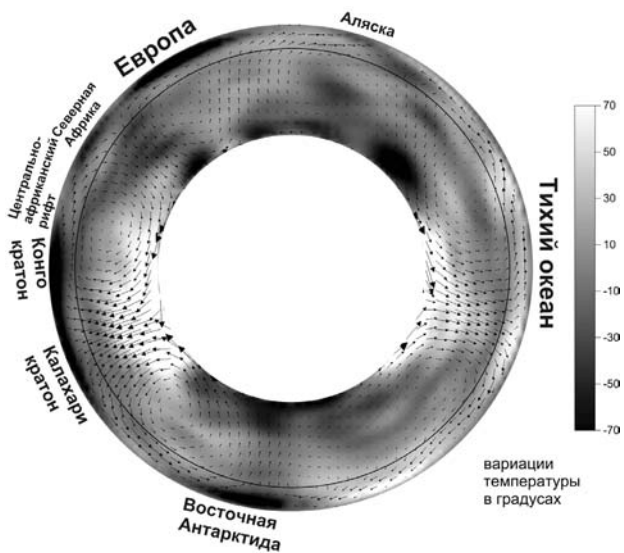


Рис. 2. Распределение аномалий температуры и скоростей течений в мантии Земли в сечении по 20 и 200° в.д.

бассейна в центре кратона. Далее на север между блоком северной Африки (Сахарский Метакратон) и кратоном Конго лежит более нагретая по сравнению с ними область. Она отвечает мезозойской структуре центральноафриканского рифта, формировавшегося в процессе распада Гондваны и в настоящее время неактивного [10]. Нисходящий поток между северным краем Африки и Евразией вызывает погружение океанической литосферы в зонах субдукции Средиземного моря (закрытие остатков океана Тетис). Южнее Аляски нисходящий поток приурочен к Алеутской зоне субдукции. Под Восточной Антарктидой также имеет место нисходящий мантийный поток.

Аналогичным образом рассматриваются тектонические структуры и региональные процессы, приуроченные к другим меридиональным сечениям тела Земли.

Литература

1. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Подлитосферные течения в мантии // Геотектоника. 2017. № 6. С. 3–17.
2. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.

3. *Megnin C., Romanowicz B.* The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface, and higher modes waveforms // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 143. P. 709–728.

4. *Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В.* Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Арктического региона // *Докл. РАН. Науки о Земле.* 2024. Т. 514. № 2. С. 293–299.

5. *McNamara A.K., Zhong S.* Thermochemical structures within a spherical mantle: Superplumes or piles? // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. N B7 P. 1–14.

6. *Paulson A., Zhong S., Wahr J.* Modelling post-glacial rebound with lateral viscosity variations // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 163. P. 357–371.

7. *Zhong S., Zuber M.T., Moresi L.N., Gurnis M.* Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2000. V. 105. N. B5. P. 11063–11082.

8. *Jackson M., Konter J., Becker T.* Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // *Nature.* 2017. V. 542. P. 340–343.

9. *Morgan W.J., Phipps-Morgan J.* Plate velocities in the hotspot reference frame // *Geological Society of America Special Papers.* 2007. V. 430. P. 65–78.

10. *Begg G., Griffin W., Natapov L., O'Reilly S., Grand S., O'Neill C., Hronsky J., Poudjom Y., Swain D., Deen T., Bowden P.* The lithospheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution // *Geosphere.* 2009. V. 5. P. 23–50.

**Н.В. Лубнина¹, Н.А. Пальшин², А.Н. Иваненко²,
А.А. Пейве³**

Петромагнитные свойства образцов магматических пород, драгированных в районе разломной зоны Чарли-Гиббс (Северная Атлантика)

Характерной особенностью медленно-спрединговых срединно-океанических хребтов является наличие участков, в которых редуцирован объем поступающих из мантии расплавов, и раздвижение плит компенсируется тектоническими движениями. Таким районом является участок

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

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва

Срединно-Атлантического хребта (САХ), примыкающий с юга к разломной зоне Чарли-Гиббс между 48° и 52°30' с.ш. [2]. Этот участок носит название «полигон Фарадея». Для всего полигона Фарадея характерна асимметрия флангов рифтовой долины, а особенности морфологии структур позволили выделить 4 тектономагматических сегмента [1].

Нетипичное строение этого участка находит отражение и в поведении аномального магнитного поля: выделяются субмеридиональные знакопеременные линейные аномалии, симметричные относительно положительной центральной, приуроченной к рифтовой долине [1]. На ряде профилей «классическая» симметричная картина линейных аномалий нарушается, например, на границе первого и второго, а также на границе третьего и четвертого сегментов.

Для понимания природы магнитных аномалий и идентификации стадийности преобразования магнитной фракции в ходе тектонических, магматических и гидротермально-метаморфических процессов, проведены детальные петромагнитные исследования, включавшие термомагнитный анализ (термокаппаметрия), снятие гистерезисных параметров (остаточная намагниченность насыщения J_s , намагниченность насыщения J_s , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr}), изучение анизотропии магнитной восприимчивости (AMS), микрозондовый и рентгено-фазовый анализы, а также чистки переменным полем (AF).

Всего в ходе петромагнитных исследований было изучено 42 образца, отобранных при драгировании в осевой части и на флангах САХ в Северной Атлантике в рамках трех рейсов (50-й и 53-й рейсы НИС «Академик Николай Страх», 53-й рейс НИС «Академик Сергей Вавилов») в 2020–22 гг.

Большая часть изученной коллекции представлена базальтами (40%), а также серпентинитами (35%), габбро (24%) и одним образцом троктолита. Наиболее магнитными из изученных образцов являются базальты – величины естественной остаточной намагниченности (NRM) варьируют от 10 до $112 \cdot 10^{-1}$ А/м, магнитной восприимчивости (χ) от 180 до $1327 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. В составе магнитной фракции присутствует титаномагнетит, заключенный в силикатную матрицу из пироксенов. В образцах серпентинитов основным минералом-носителем намагниченности является однофазно окисленный (ОФО) магнетит, замещающий по краям хромшпинелиды, а также однодоменный магнетит, заполняющий мелкие трещины. В образцах, отобранных на границах 1 и 2 сегментов, а также 3 и 4 сегментов в составе магнитной фракции помимо магнетита присутствует маггемит и/или гематит. Образование серпентина происходит по трещинам в кристаллах оливина и пироксена в результате реакции:



Величины NRM варьируют от 11.6 до $45 \cdot 10^{-1}$ А/м, магнитной восприимчивости (χ) от 874 до $1208 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ в образцах с ОФО-магнетитом, и от 1.18 до $3.45 \cdot 10^{-1}$ А/м и $35\text{--}43 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ соответственно в образцах с маггемитизацией.

В многочисленных публикациях показано, что значительный вклад в линейные магнитные аномалии вносят только серпентинизированные перидотиты из первых 1.5–2 км океанической коры [см. обзоры в 3–5]. При этом величина намагниченности увеличивается в зонах прямой полярности и уменьшается в зонах обратной полярности.

Образцы габброидов являются наименее магнитными в изученной коллекции величины NRM варьируют от 4.33 до $124.1 \cdot 10^{-3}$ А/м, магнитной восприимчивости (χ) – от 21 до $126 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. При этом на границе 1 и 2 сегментов полигона Фарадей, проведенной по резкому изменению простираания рифтовой долины и субширотному хребту шириной 15–20 км, состав магнитной фракции в западной и восточной части резко отличается.

В образцах из Западного хребта помимо ОФО-магнетита в серпентинитовом матриксе присутствует большое количество (до 75%) сульфидов, преимущественно пирротина и халькопирита. Такие преобразования магнитной фракции характерны для черных курильщиков, где температура достигает 250–350 °С, при этом магнетит устойчив в интервале 230–370 °С. При этом в образцах выделяются две метакронные компоненты намагниченности, среднее направление которых отличается на 30–60° по дуге большого круга. Степень общей анизотропии в таких образцах не превышает 6–9%.

В образцах габброидов, отобранных на склоне Восточного хребта, в составе магнитной фракции сульфиды не обнаружены – здесь присутствуют преимущественно ильменит (до 90%) и ОФО-магнетит. В образцах часто можно выделить до 3-х метакронных компонент намагниченности, среднее направление которых отличаются друг от друга не более 10–15°. Вероятно, преобразования в этой части хребта происходили при температурах, не превышающих 150–200 °С.

В образце троктолита основным минералом-носителем является ОФО-магнетит, заключенный в силикатную матрицу из силикатов слоистой структуры из группы серпентина. Помимо мелких зерен ОФО-магнетита, в образце в небольшом количестве встречаются более крупные зерна магнетита, содержащие Fe-Ni сульфид. Величина NRM – $4.15 \cdot 10^{-3}$ А/м, магнитной восприимчивости (χ) – от $296 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. До 80% намагниченности разрушается в интервале до 30 м·Тл, общая степень анизотропии достигает 18%.

Проведенные исследования позволили охарактеризовать состав магнитной фракции образцов, драгированных на полигоне Фарадей в Се-

верной Атлантике. Установлено, что основные преобразования пород произошли под влиянием гидротермальных флюидов.

Литература

1. Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Веклич И.А., Шишкина Н.А. Геомагнитные исследования в Северной Атлантике // *Океанология*. 2023. Т. 63. №5. С. 796–812.
2. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Иваненко А.Н. и др. Аккреция океанской коры в Срединно-Атлантическом хребте (48°–51.5° с.ш.) в ходе «сухого» спрединга // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163.
3. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
4. Oufi O., Cannat M., Horen H. Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. N B5. P.2095. doi:10.1029/2001JB000549, 2002
5. Tucholke B.E., Behn M.D., Buck W.G. Lin J. Role of melt supply in oceanic detachment faulting and formation of megamullions // *Geology*. 2008. V. 36. N 6. P. 455–458. doi: 10.1130/G24639A

М.В. Луцицкая¹, Е.В. Ватрушкина¹

Золоторудные системы восстановленных гранитоидных интрузий Чукотки, Аляски, Юкона: обзор представлений (возраст, тектоническая обстановка, модели формирования)

Согласно классификации С. Ишихары [23] гранитоиды могут быть разделены на две серии: магнетитовую и ильменитовую на основании разных ассоциаций содержащихся в них рудных и других акцессорных минералов. Гранитоиды магнетитовой серии содержат акцессорные магнетит (0.1–2 об.%), ильменит, гематит, пирит, сфен, эпидот; биотит в составе этих гранитоидов имеет высокие Mg/Fe отношения, также наблюдается амфибол. В гранитоидах ильменитовой серии среди акцессориев присутствуют ильменит (менее 0.1 об.%), пирротин, графит; биотит имеет низ-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

кие Mg/Fe отношения, может быть развит как амфибол, так и мусковит. Гранитоиды обеих серий также различаются по Fe_2O_3/FeO отношению, магнитной восприимчивости, степени окисленности магм (фугитивности кислорода) при застывании магм, глубиной генерации магм и типами ассоциирующих с ними месторождений. С гранитоидами магнетитовой серии связаны медно-молибден-порфировые месторождения, а с гранитоидами ильменитовой серии – олово-вольфрамовые грейзенового типа [23]. Было также отмечено, что существует заметная разница в распределении плутонических поясов магнетитовой и ильменитовой серии между орогенами вдоль западной и восточной частей Тихоокеанского кольца и преобладание Sn-W месторождений в его западной части [24].

В рассматриваемых регионах Аляски и Юкона традиционно золотую, а также железную минерализацию связывали с гранитоидами магнетитовой серии. Однако в 90-х гг. XX века обнаружилось, что ряд золоторудных месторождений приурочен к восстановленным гранитоидным интрузиям ильменитовой серии, которые характеризуются величиной Fe_2O_3/FeO отношения, промежуточной между таковой для гранитоидов магнетитовой и ильменитовой серий (в среднем ≤ 0.3) и имеют низкую магнитную восприимчивость (в среднем $\leq 0.5 \cdot 10^{-3}$ SI) [16–18]. С этими же интрузиями связаны Ag-Pb-Zn месторождения, а месторождения олова достаточно редки. В результате многими авторами было предложено выделять золоторудные системы восстановленных интрузий (ЗСВИ) в особый класс [16, 20, 22, 25, 27–30, 32, 34, 35, 37]. При этом используются различные термины для описания систем данного класса, например, в работе [17] представлена таблица, где их приведено двенадцать. По мнению [17] это происходит в связи с тем, что: 1) классификации моделей золоторудных систем, связанных с интрузиями, очень быстро развиваются; 2) они включают широкий спектр типов месторождений, которые перекрываются с такими же типами золоторудных систем другого класса, например, орогенных; и 3) гранитоидные интрузии являются характерным элементом орогенных поясов и представляют собой очевидный источник флюида для любого проксимального месторождения золота.

Золоторудные системы восстановленных интрузий включают широкий спектр типов месторождений, которые имеют прямую генетическую связь с остывающей гранитоидной интрузией во время их образования, а именно скарны, жилы, штокверки, рассеянные руды, брекчии, руды, образующиеся при метасоматическом замещении [18]. Однако наиболее хорошо диагностируемым типом месторождений ЗСВИ являются связанные с интрузиями серии сближенных субпараллельных (sheeted array) тонких низко-сульфидных кварцевых жил с Au-Bi-Te-W минерализацией и лучшими примерами являются месторождения Fort Knox (Аляска) и Dublin Gulch (Юкон).

Восстановленные интрузии широко распространены в поясе (провинции) Tintina, который протягивается на 1000 км вкост Аляски и центрального Юкона между разломами Tintina и Denali, а также в прилегающем к нему с востока на территории Юкона поясе Tombstone, протяженностью более 800 км.

Наиболее благоприятным временем для формирования ЗСВИ Аляски и Юкона было среднемеловое время (~118–97 млн лет), хотя имеются примеры и для позднемелового, и для девон-каменноугольного времени [16, 18]. Также отмечено, что возраст месторождений, связанных с восстановленными интрузиями синхронен возрасту интрузий или отличается от него на ± 2 млн лет [15, 17].

На Аляске и в Юконе (пояса Tintina и Tombstone) основной объем восстановленных интрузий связан с постколлизией обстановкой в среднемеловое время после аккреции к континентальной окраине Северной Америки многочисленных триас-раннемеловых энсиматических дуг, фрагментов океанической литосферы и наращивания мощности континентальной коры [16].

Золоторудные системы восстановленных интрузий Юкона связаны с гранитоидными сериями, которые внедрялись в тектонически утолщенные палеозойские и более древние осадочные и метаосадочные комплексы, которые перекрывают древнюю окраину кратона. Гранитоиды локализованы внутри преимущественно обломочных и локально углеродистых пород бассейна Selwin [18]. Таким образом, восстановленные гранитоиды ильменитовой серии находятся в более удаленных вглубь континента районах по сравнению с окисленными гранитоидами магнетитовой серии [16].

Гранитоиды, с которыми ассоциируют золоторудные системы имеют разные минералогические и смешанные петрогеохимические и изотопные характеристики [15, 16–18]. Так, гранитоиды пояса Tombstone представлены монцодиоритами, гранодиоритами до гранитов, в основном метаглиноземистыми, но частично перглиноземистыми; они имеют сходство как с окраинно-континентальными или островодужными гранитами I-типа, так и с коровыми гранитами S-типа. Для многих из них характерны высококремнеземистые фазы, которые имеют перглиноземистый состав с аксессуарными мусковитом, турмалином и гранатом. Кроме того, встречаются щелочные породы средне-кислого состава, в основном калиевые, которые в разной степени обогащены крупноионными и высокозарядными элементами и имеют геохимические характеристики гранитов A-типа. Плутоническая серия Mayo пояса Tombstone, которая включает крупные месторождения Fort Knox и Dublin Gulch, представлена биотитроговообманково-пироксеновыми кварцевыми монцонитами и является метаглиноземистой, умеренно восстановленной и умеренно фракционированной [17]. На основании изучения интрузий Шеелитового купола цен-

трального Юкона работами [28, 29] было показано, что в петрогенезисе ЗСВИ большую роль играют высокофлюидные, обогащенные лампрофировые расплавы, полученные при плавлении литосферной мантии, которые взаимодействуют и существенно смешиваются с поднимающимися и фракционирующими средне-кислыми расплавами, образованными при плавлении нижней коры.

В работах [33, 36 и др.] обсуждается структурный контроль, влияющий на распределение флюидных потоков и локализацию рудного вещества ЗСВИ. Они отмечают для территории Юкона наличие ранних левых сдвигов С-СЗ простирания, предшествующих внедрению интрузий, которые были реактивированы во время и после магматизма. Эти же структуры были унаследованы более поздними структурами растяжения, благоприятными для образования жил и даек поздних стадий. Сходные широтно ориентированные структуры растяжения контролировали образование «sheeted arrays» месторождений ЗСВИ на простирании нескольких сот км в плутоническом поясе Tombstone Юкона.

Изучение флюидных включений ЗСВИ указывает на углекислый характер и низкую соленость гидротермальных жидкостей, связанных с интрузиями [17], а [15, 26] отмечают, что такие системы должны располагаться на уровне глубин 5–7 км. Для менее глубоких систем при давлениях 1.5 кбар характерны рассолы, недосыщенные до пересыщенных NaCl. В целом температуры и давления, сопровождающие осаждение золота и других металлов охватывают интервалы Т от <200 °С до >600 °С и Р от <0.5 до >3.0 кбар [26].

В пределах Чукотских мезозоид также достаточно широко развит гранитоидный магматизм среднемелового (апт-альбского возраста) [1, 8, 13]. Он связан с этапом постколлизийного растяжения после завершения коллизии микроконтинента Чукотка–Арктическая Аляска и Сибирского континента с ранее аккрегированным Колымо-Омолонским микроконтинентом в готерив-барремское время [9, 11, 12]. Гранитоиды, а также дайки преимущественно среднего и кислого состава, секут деформационные структуры коллизийного этапа и интродуцируют складчатые осадочные комплексы девона–карбона, поздней перми–триаса, а также в разной степени деформированные отложения позднелюрско–раннемеловых синколлизийных бассейнов. В последнее время проведено разделение гранитоидных плутонов Чукотки на две провинции: альбскую (Чаунскую) и аптскую (Билибинскую или Тытельвеевскую) по преобладанию гранитоидов того или иного возраста [1, 10, 38]. В целом возраст гранитоидов охватывает интервал 123–105 млн лет (U–Pb-SIMS, циркон) [7, 10, 38].

По минеральному и химическому составу апт-альбские гранитоиды Чукотки соответствуют гранитам I- и A-типа [8]. Соотношение Fe_2O_3/FeO и SiO_2 указывает на принадлежность апт-альбских гранитоидов как к

магнетитовой, так и ильменитовой серии, а ковариации отношений Fe_2O_3/FeO и Rb/Sr показывают, что апт-альбские гранитоиды сопоставляются с гранитами, имеющими вольфрамовую, вольфрам-молибденовую и частично $Au-(Bi)$ минерализацию.

$Nd-Sr$ изотопные данные для апт-альбских гранитоидов указывают на гетерогенный состав корового источника, в котором присутствовал как более древний материал континентальной коры, обладающий протерозойскими модельными возрастными, так и ювенильный материал [8].

Постколлизийная обстановка апт-альбского гранитоидного магматизма, смешанные петро-геохимические, изотопные характеристики и наличие восстановленных разностей гранитоидов позволяют предполагать присутствие золоторудных систем восстановленных интрузий, также как и на Аляске и Юконе. Однако на Чукотке пока только одно месторождение Кекура, открытое в последние годы, по ряду параметров может быть отнесено к золоторудным системам, связанным с восстановленными интрузиями, а также можно выделить ряд перспективных, но недостаточно изученных рудопроявлений Эльвенея, Палянгай и Матенвунай, которые, возможно, надо относить к этой группе. Надо отметить, что в расположенном западнее Чукотских мезозойских Яно-Колымском вулканоплутоническом поясе Верхояно-Колымской складчатой области ЗСВИ развиты достаточно широко под названием золото-висмут-теллуридных (золото-редкометалльных) месторождений, размещенных обычно в экзо- и эндоконтакте гранитоидных массивов [2–4, 6]

Для ряда золото-редкометалльных месторождений Яно-Колымского пояса показано, что $Au-Bi$ минерализация образовалась при $437-200$ °C и $0.1-1.9$ кбар из флюида H_2O-CO_2-NaCl , который образует несмешивающийся рассол и содержащий CO_2 пар при низком давлении (≤ 1.3 кбар), а также смеси CO_2-H_2O низкой и средней солености без рассолов при более высоком давлении (≥ 1.3 кбар) (Vikent'yeva et al., 2018). Соответственно глубина образования месторождений составляет от $1-3$ км до 4 и >5 км).

Месторождение Кекура локализовано в штоке Кекура площадью 13 км², сложенным гранитоидами трех фаз раннемелового гвардейского комплекса, прорывающими верхнетриасовые флишоидные серии: среднезернистыми диоритами, средне-крупнозернистыми кварцевыми монцодиоритами, сиенитами и средне-крупнозернистыми гранодиоритами. Магматические породы содержат ксенолиты габбро. Породы штока Кекура не подвержены значительным деформациям, но секутся многочисленными дайками различных направлений: дорудных гранодиорит- и гранит-порфиоров, спессартитов и пострудных диоритовых порфириров.

Минерализация представлена четырьмя стадиями, из которых экономически важной является вторая стадия, в свою очередь разделенная на

две подстадии. Первая представлена шеелитом, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннанитом-тетраэдритом, малдонитом и самородным золотом приблизительно 850 пробы. Вторая подстадия характеризуется теллуридами висмута и сульфотеллуридами, самородным висмутом, висмутинитом и золотом 920–995 пробы как продуктом распада малдонита [31]. Запасы золота в месторождении Кекура составляют ~70 т со средним содержанием 8.1 г/т.

U-Pb датирование гранодиорит-порфиоров даек и Re-Os изотопное датирование молибденита из кварц-молибденитовых жил в этих гранодиорит-порфирах показало, что они имеют одинаковый возраст 112 ± 1 млн лет [31].

В итоге, вслед за [2, 17, 21] можно подчеркнуть главные характеристики ЗСВИ: 1) постколлизийная (постаккреционная) обстановка внедрения гранитоидных интрузий, расположение в глубоких тыловых частях континентальной окраины; 2) ассоциация с интрузивными комплексами среднего-кислого состава преимущественно субщелочными и метаглиноземистыми, имеющими смешанные петро-геохимические черты гранитоидов I-, S- и A-типов; 3) отношение Fe_2O_3/FeO пограничное между таковым для гранитоидов ильменитовой и магнетитовой серий; 4) металлическая ассоциация, в которой золото сочетается с повышенными концентрациями Bi, W, As, Mo, Te и/или Sb и низкими концентрациями цветных металлов; 5) низкое содержание сульфидов (в основном <5 об.%), включающих арсенопирит, пирротин и пирит, без магнетита или гематита; 6) ограниченные по площади, обычно слабые гидротермальные изменения; 7) $CO_2 + CH_4$ содержащие гидротермальные флюиды; 8) ассоциация с ранее известными вольфрамовыми и(или) оловянными месторождениями.

Работа выполнена в рамках темы № FMMG-2024-0001 госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Готтлиб Э.Ш., Миллер Э.Л. Меловой монзонит-гранит-магматитовый велиткенайский комплекс: петрология, геохимия пород и циркона (U-Pb, Hf и O) в приложении к реконструкции эволюции магматизма и континентальной коры в блоке Арктическая Аляска-Чукотка // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 227–259.

2. Волков А.В., Сидоров А.А. Прогнозно-поисковая модель месторождений золота, связанных с интрузивами гранитоидов Арктической зоны России // Изучение и освоение природных ресурсов Арктики. 2018. № 3. Вып. 31. С. 84–99.

3. Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: ГЕОС, 2000. 222 с.

4. *Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Бахарев А.Г., Колесниченко П.П., Зайцев А.И., Диман А.Н., Бердников Н.В.* Условия зарождения и эволюции гранитоидных золоторудно-магматических систем в мезозоидах Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. 198 с.

5. *Горячев Н.А.* Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.

6. *Горячев Н.А., Гамянин Г.Н.* Золото-висмутовые (золото-редкометалльные) месторождения Северо-Востока России: типы и перспективы разведки // Золотые месторождения Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. С. 50–62.

7. *Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Вержбицкий В.Е., Ватрушкина Е.В., Ганелин А.В., Голионко Б.Г.* Постколлизийные гранитоиды и апт-альбское растяжение в тектонической эволюции Чукотских мезозойских Северо-Восток России // Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 3. С. 329–334.

8. *Лучицкая М.В., Соколов С.Д.* Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики // Геотектоника. 2021. № 5. С. 1–25.

9. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойских Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.

10. *Ползуненков Г.О.* Петрология и изотопная геохронология Велиткенского монзонит-гранит-мигматитового комплекса (Арктическая Аляска). Новосибирск, 2023. 20 с.

11. *Оксман В.С.* Тектоника коллизийного пояса Черского. М.: ГЕОС, 2000. 268 с.

12. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

13. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 176 с.

14. *Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokoviev A.V., Gottlieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A.* Epidocity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Science Reviews. 2020. V. 208. P. 103272.

15. *Baker T., Pollard P.J., Mustard R., Mark G., Graham J.L.* A comparison of granite-related tin, tungsten, and gold-bismuth deposits: implications for exploration // SEG Newsletter. 2005. N 61. P. 5–17.

16. *Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L.* The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous plutonic province: ilmenite/magnetite series granitoids and intrusion-related mineralization // Resource Geology. 2004. V. 54. N. 3. P. 253–280.

17. *Hart C.J.R.* Classifying, distinguishing and exploring for intrusion-related gold systems // The Gangu. 2005. V. 87. P. 1–9.

18. *Hart C.J.R.* Reduced intrusion-related gold systems / Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods // Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 2007. N. 5. P. 95–112.
19. *Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L.* The Northern Mid-Cretaceous plutonic province: ilmenite/magnetite-series granitoids and intrusion-related mineralization // *Resource Geology*. 2004. V. 54. N 3. P. 253–280.
20. *Goldfarb R.J., Phillips G.N., Nokleberg W.J.* Tectonic Setting of Synorogenic Gold Deposits of the Pacific Rim // *Ore Geology Reviews*. 1998. V. 13. P. 185–218.
21. *Goldfarb R., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F.* Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // *Gondwana Research*. 2014. V. 55. P. 48–102.
22. *Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R.* Gold deposits in metamorphic belts: Overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 1–29.
23. *Ishihara S.* The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // *Mineral Geology*. 1977. V. 27. P. 293–305.
24. *Ishihara S.* Granitoid series and mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic granitic belts // *Resource Geology*. 1998. V. 48. N 4. P. 219–224.
25. *Lang J. R.* Regional and system-scale controls on the formation of copper and/or gold magmatic-hydrothermal mineralization // Final Technical Report, Mineral Deposit Research Unit. 2000. 115 pp.
26. *Lang J.R., Baker T.* Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // *Mineralium Deposita*. 2001. V. 36. P. 477–489.
27. *Logan J.M.* Intrusion-related gold mineral occurrences of the Bayonne magmatic belt // British Columbia Geological Survey. Geological Fieldwork, 2001. Paper 2002-1.
28. *Mair J.L., Goldfarb R.J., Johnson C.A., Hart C.J.R., Marsh E.E.* et al. Geochemical constraints on the genesis of the Sheelite Dome intrusion-related gold deposit, Tombstone gold belt, Yukon, Canada // *Economic geology*. 2006. V. 101. P. 523–553.
29. *Mair J.L., Lang Farmer G., Groves D.I., Hart C.J.R., Goldfarb R.J.* Petrogenesis of postcollisional magmatism at Scheelite Dome, Yukon, Canada: evidence for a lithospheric mantle source for magmas associated with intrusion-related gold systems // *Economic geology*. 2011. V. 106. P. 451–480.
30. *Mortensen J.K., Hart C.J.R., Murphy D.C., Heffernan S.* Temporal evolution of early and mid-Cretaceous magmatism in the Tintina Gold belt // British Columbia and Yukon Chamber of Mines. Special Volume 2. 2000. P. 49–57.
31. *Nagornaya E.V., Baksheev I.A., Selby D., Tikhomirov P.L.* The latest Aptian/earliest Albian age of the Kekura gold deposit, Western Chukotka, Russia:

implications for mineralization associated with post-collisional magmatism // Mineralium Deposita. 2020. V. 55. P. 1255–1262.

32. *Newberry R.J., Solie D.N.* Data for plutonic rocks and associated gold deposits in Interior Alaska // Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys. 1995. Public Data File 95-25. 62 p.

33. *O'Dea M., Carlson G., Harris S., Fields M.* Structural and metallogenic framework for the Scheelite Dome deposit, Yukon Territory // British Columbia and Yukon Chamber of Mines Special Volume 2. 2000. P. 115–130.

34. *Silitoe R.H.* Intrusion-related gold deposits // Metallogeny and exploration of gold. Glasgow: Blackie, 1991. P. 165–209.

35. *Silitoe R.H., Thompson F.H.* Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits // Resource Geology. 1998. V. 48. N 2. P. 237–250.

36. *Stephens J.R., Oliver N.H.S., Baker T., Hart C.J.R.* Structural evolution and controls on gold mineralization at Clear Creek, Yukon // Yukon exploration and geology 1999: Exploration and Geological Services Division, Yukon Region, Indian and Northern Affairs Canada, 2000. P. 151–163.

37. *Thompson J.F.H., Silitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K.* Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Mineralium Deposita. 1999. V. 34. P. 323–334.

38. *Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Prokof'ev V.Yu., Akinin V.V., Miller E.L., Isaeva E.P., Palechek T.N., Starikova E.V., Boldyreva A.I., Wiegand B.* Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U-Pb geochronology and rock geochemistry // International Geology Review. 2023.

39. *Vikent'eva O.V., Prokofiev V.Yu., Gamyandin G.N., Goryachev N.A., Bortnikov N.S.* Intrusion-related gold-bismuth deposits of North-East Russia: PTX parameters and sources of hydrothermal fluids // Ore Geology Reviews. 2018. V. 102. P. 240–259.

Сравнительный анализ магнитной структуры гор Гницевича и Георгия Зимы в районе трога Кинг (Северная Атлантика)

Фактические данные и геолого-структурное положение

В 2023–2024 гг. в районе трога Кинг в Северной Атлантике были организованы и проведены 55, 57-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» (далее – АНС) и 69-й рейс НИС «Академик Иоффе» (далее – АИ). Данные о магнитном поле регистрировались магнитометрами Geometrics G882 и SeaPOS-2. Обработка данных гидромагнитной съемки выполнялась в программной среде MATROS-IV.

Согласно модели образования мезоструктурного кластера Кинг в период 33.5–20.1 млн лет сформировался асейсмичный хребет в результате подъема плюма глубинной мантии. Сводовое поднятие стало ареной интенсивного внутриплитного вулканизма, интенсивность которого возрастала с юго-востока на северо-запад вдоль его южного фланга с формированием горы Антиальтаир. За этим последовало образование трога Кинг и впадин Пик и Фрин, скорее всего, в результате проседания осевой части поднятия [1].

Гора Георгия Зимы

В восточной части трога Кинг, в точке пересечения трога Фрин и Азоро-Бискайского поднятия располагается гора Георгия Зимы, детально изученная в 55 и 57 рейсах АНС. Эта гора является крупнейшей вулканической постройкой в восточной части трога Кинг, вершина которой достигает глубины 1770 м, а её абсолютная высота составляет 2300 м.

В аномальном магнитном поле (АМП) гора Георгия Зимы отражается квазидипольной аномалией средней интенсивности, осложненной на периферии длиннопериодными аномалиями явно региональной природы. Прикидочные расчеты показали, что эти аномалии не воссоздаются источниками, расположенными в теле горы, поэтому аномалии на краю магнитной карты были предварительно подавлены радиальным косинусным сглаживающим фильтром.

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

По сглаженному аномальному магнитному полю (АМП) и рельефу горы была решена классическая обратная задача магнитометрии относительно однородной намагниченности, в результате которой не удалось подобрать адекватную модель. Поэтому далее интерпретация велась в более сложном варианте – гора была разбита на элементарные воксели со стороной 0.5 км, для каждого из которых методом обобщенной линейной инверсии с ограничениями на гладкость решения рассчитывалась эффективная намагниченность. Анализ полученного решения показывает, что источники внутри горы воспроизводят только центральную часть магнитной карты. Для отрицательных аномалий по краям полигона адекватных источников в теле горы не нашлось. Полученный результат убедительно указывает на то, что наблюдаемые большие остаточные отрицательные аномалии с горой не связаны. Поскольку гора Георгия Зимы целиком расположена в пределах отрицательного хрона С26, эти аномалии, скорее всего, имеют спрединговую природу. Гора стоит на основании, имеющем обратную полярность намагничения и сформированном в интервале 59.2–62.3 млн лет назад. Следовательно, возраст её не превышает 62.3 млн лет, а скорее всего – моложе, в силу положительной намагниченности основной части постройки.

С целью проверки гипотезы о разной природе основания и верхней части горы был проведен анализ зависимости качества подбора моделей от глубины нижней кромки. Было установлено, что наилучшее соответствие достигается при глубине 3350 метров, при этом намагничена в основном верхняя часть горы (рис. 1). Также из модели следует, что основное тело, создающее положительную аномалию, расположено в пределах юго-западного склона горы, и здесь же находится основной магматический канал, через который поступало вещество, сформировавшее основную постройку (рис. 1а и 1б).

Второй, существенно более слабый, источник аномалии расположен под южным склоном горы, имеет обратную полярность и находится гипсометрически ниже основного – в интервале глубин 3200–4500 м. Он вытянут по долготе и также имеет глубинную компоненту (рис. 1б), указывающую на возможное положение магматического канала.

Подобное разделение источников по гипсометрическим уровням и полярности намагниченности приводит к естественной интерпретации их природы. Скорее всего, формирование вулкана шло в две стадии: вначале, возможно, даже в пределах рифтовой зоны, в эпоху хрона С26 (?), сформировался цоколь горы, на который потом, уже в эпоху прямой полярности надстроилась основная часть постройки. Подобная картина разнополярной разноуровневой намагниченности подводных гор уже неоднократно отмечалась многими исследователями и не является чем-то уникальным.

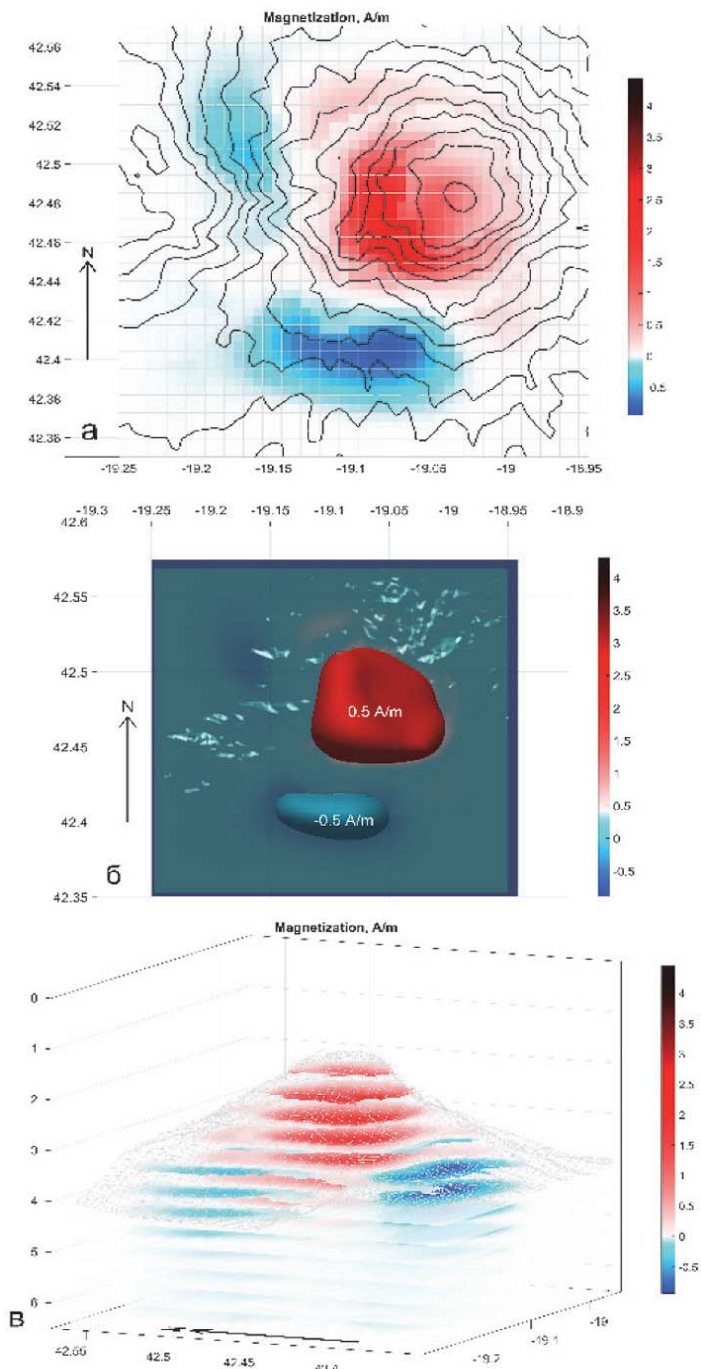


Рис. 1. Решение обратной задачи магнитометрии для горы Георгия Зимы (намагниченность)

a – вид сверху; *б* – вид снизу, аномалообразующие объекты; *в* – вид сбоку

Гора Большой Гницевич

Плато Гницевича располагается к юго-западу от западного окончания трога Кинг и состоит из трех гор: Большой, Средний и Малый Гницевич с общим диаметром основания ~40 км и средней глубиной от 600 до 2700 м.

В 57-м рейсе АНС горы были обследованы комплексной геофизической съемкой. Сейсмоакустическое профилирование обнаружило признаки звукорассеивающих объектов (ЗРО) в водной толще на плато Гницевича, что может свидетельствовать о современной гидротермальной активности. В 69-м рейсе АИ в районе плато были пройдены два дополнительных галса геомагнитной съемки и выполнено гидрофизическое опробование водной толщи с целью измерения аномального магнитного поля и исследования ранее обнаруженной гидрофизической аномалии. Результаты гидрофизического опробования в настоящее время находятся на стадии обработки.

Для изучения глубинного строения плато Гницевича, помимо АМП, была использована карта остаточных аномалий Буге, на которой наблюдается три кольцевых минимума поля, в плане совпадающие с основаниями гор Гницевича. Этот минимум особенно интенсивен для горы Большой Гницевич, что может свидетельствовать о разуплотнении пород в теле поднятия и продолжающейся вулканической/гидротермальной активности.

Согласно карте АМП, над каждой горой наблюдаются положительные магнитные аномалии. Обращает на себя внимание тот факт, что аномалия над горой Средний Гницевич интенсивнее аномалии над Большим Гницевичем почти в два раза, при этом ее площадь практически в два раза меньше.

Для горы Большой Гницевич была решена 3D обратная задача магнитометрии, получено практически полное совпадение наблюдаемого и восстановленного поля. Результаты моделирования показывают, что верхушка горы почти не магнитна, а объект, создающий основную аномалию, имеет юго-восточное простирание и совпадает в плане с северо-восточным фланговым хребтом, отчетливо выраженном в рельефе. Подобный характер распределения намагниченности свидетельствует о неоднородном внутреннем строении объекта и возможном воздействии на него эндогенных процессов, таких как прогрев вершины близкой магматической камерой и/или гидротермальной системой. Окончательные выводы можно

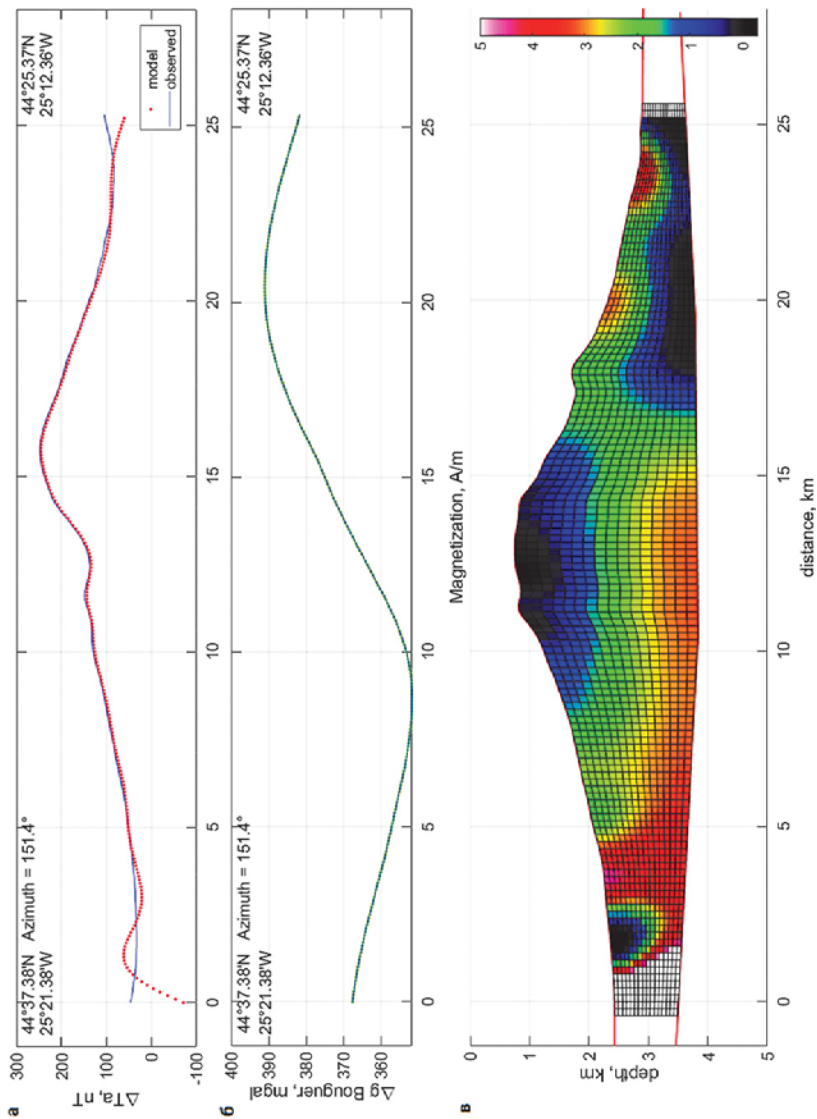


Рис. 2. 2D моделирование горы Большой Гнищевиц.

a – магнитное поле, наблюдаемое – синяя линия, подбранное – красная; b – гравитационные аномалии Буге; v – модель распределения намагниченности

будет сделать после обработки результатов геологического опробования и гидрофизических данных.

Еще более наглядным неоднородное строение горы Большой Гницевич выглядит в результатах 2D моделирования, обладающего более высоким разрешением и контрастностью (рис. 2).

Полученные данные убедительно свидетельствуют о том, что горы Гницевича, во-первых – неоднородны по своему внутреннему строению, а, во-вторых, возможно, сохраняют остаточную вулканическую активность.

Выводы

1. Гора Георгия Зимы располагается на литосфере внутри хрона С26 обратной полярности, имеет противоположную, прямую полярность намагничивания и признаки долго живущего вулкана, прошедшего во времени, как минимум, одну смену полярности магнитного поля Земли.

2. Горы Гницевича неоднородны по внутреннему строению и, возможно, сохраняют остаточную вулканическую активность или подвержены воздействию эндогенных процессов.

3. Подобный характер магнитной структуры подводных вокруг трога Кинг делает их чрезвычайно важными и интересными объектами для дальнейшего изучения комплексом геолого-геофизических и океанологических методов.

Литература

1. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Добролюбова К.О., Иваненко А.Н., Патина И.С., Боголюбский В.А., Добролюбов В.Н., Веклич И.А., Докашенко С.А., Любинецкий В.Л., Ильин И.А. Рельеф, аномальное магнитное поле и строение осадочного чехла в районе сочленения трога Кинг и Азоро-Бискайского поднятия (Северная Атлантика) // Доклады Академии Наук. Науки о Земле. 2024. Т. 516. № 2. С. 499–506. DOI: 10.31857/S2686739724060015

Разнообразие рельефа вулканических подводных гор в северо-восточной Атлантике

На ложе Мирового океана расположены хорошо узнаваемые изолированные положительные формы рельефа – подводные горы. Они представляют интерес для добычи морепродуктов, потенциальной возможности добычи кобальта и некоторых других полезных элементов, а также для понимания гидродинамики течений, их воздействия на экосистемы и эволюции вулканических процессов в океане. Кроме того, эти объекты могут представлять опасность для деятельности человека при их разрушении.

Как в русско- так и в англоязычной литературе существует множество, но, в целом, близких определений термина «подводная гора», наиболее «существенным разногласием» между ними представляется абсолютная высота: она превышает 500 м или составляет более 1000 м.

В пределах северо-восточной части Атлантики расположены (с юга на север) (рис. 1) архипелаги вулканических островов Зеленого Мыса, Канарский, Селваженш, Мадейра и Азорский, которые в литературе, иногда, объединяются топонимом «Макаронезия» [1]. Помимо островных сооружений, в этой части Атлантического океана расположены многочисленные подводные горы, которые сосредоточены в пределах следующих вулканических провинций: Остров Зеленого Мыса, Канарской, Атлантик-Греит-Метеор и Азорской. Существуют также отдельные подводные горы вне указанных регионов.

Вулканические подводные горы в северо-восточной части Атлантического океана, отличаются по рельефу и были образованы в результате извержений подводных вулканов центрального типа, трещинных систем или их комбинаций. Все перечисленные типы подводных вулканических сооружений имеют аналоги и на островах.

Наиболее простая форма подводных гор представляет собой конусообразное сооружение с одной вершиной («моновулкан»). Подобные объекты широко развиты, в восточной части Зеленомысской провинции (например, горы Маю и Кабо Верде) [2]. В случае активного поступления магматического материала, неотектонических движений или изменения уровня моря горы могут подняться выше уровня моря и образовать острова типа Фогу, Гран-Канария или Гомера.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Более сложный тип подводных гор представлен двумя сближенными вулканическими постройками («двухвершинная гора»). Такой тип объектов может представлять г. Нола [2]. В случае их поднятия над уровнем моря может сформироваться архипелаг островов типа о-вов Селвеженш.

Подводные горы могут быть образованы также в результате деятельности как подводного вулкана центрального типа, так и трещинной системы («комбинированные горы»). Такой тип объектов может представлять г. Те-Папс [3]. Похожие горы (г. Варвик) известны [4] и в Аляскинском заливе (Тихий океан). В случае поднятия указанного типа подводных гор над уровнем моря могут формируются острова, похожие на о. Ян-Майен [5].

Более сложной морфологией обладают горы, имеющие в плане «звездоподобную» форму («астройды») (например, г. Тропик) [6]. Они возникли в результате деятельности подводного вулкана центрального типа, который сочетался с активностью 3-4 радиальных трещинных вулканических систем. Трещинное происхождение «лучей» устанавливается, с большой степенью вероятности, при их сравнении с рифтовыми зонами островов Иерро [7] и Тенерифе, на которых сходные объекты представлены рядами даек и многочисленными шлаковыми конусами. «Лучи» создавали благоприятные условия для формирования оползневых процессов между ними.

Подводные горы в северо-восточной Атлантике могли формироваться также только при трещинных извержениях. Они, по своей морфологии представляют собой хребты, протяженностью в десятки км с хорошо выраженной приподнятой частью. То есть, они не подходят под общие определения термина «подводная гора», варианты которого были приведены в начале статьи. Тем не менее, эти объекты представляют собой четко выраженные формы подводного рельефа. Гора Кондор [8] может быть примером таких объектов.

Трещинные подводные извержения также могли приводить к формированию вытянутых форм подводного рельефа не имеющих четко выраженной вершиной. К ним можно отнести горы эллипсоидного в плане очертания – Кадамосто [9], Тавареш [2], а также, за пределами региона, гора Вестерис, расположенная восточнее о. Гренландия [10].

Все вышеописанные типы гор, при их подъеме выше уровня моря, формируют острова, которые подвергаются волновой абразии, что приводит к созданию субгоризонтальных поверхностей при их погружении (гайоты). Они известны во всех вулканических провинциях: Остров Зеленого Мыса [2] (г. Нола, Сенгор), Канарской (г. Тропик) [6], Метеор (г. Атлантис, Круизер, Тайро, Грейт Метеор, Йер) [11].

На большинстве гор северо-восточной Атлантики установлены обвально-оползневые процессы, которые осложняют их строение.

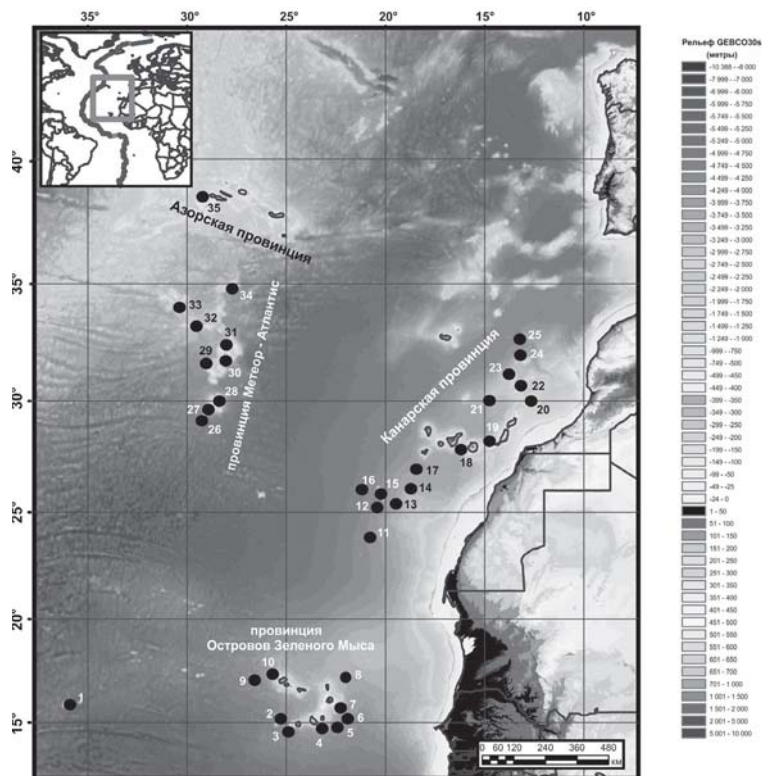
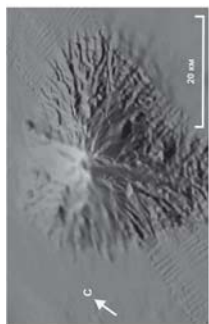


Рис. 1. Вулканические провинции и названия подводных гор северо-восточной Атлантики, упомянутых в тексте:

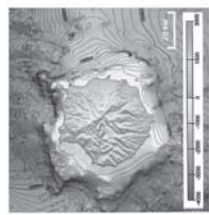
1 – Рокет; 2 – Тавареш; 3 – Кадамошто; 4 – Маю Райз; 5 – Маю; 6 – Кабо Верде; 7 – Боавишта; 8 – Сеньгор; 9 – Содаде; 10 – Нола; 11 – Тропик; 12 – Драго; 13 – Эжо; 14 – Бимбаче; 15 – Те Папс; 16 – Ико; 17 – Генри; 18 – Ико де Тенерифе; 19 – Амарей; 20 – Консепсион; 21 – Ласт Минуте; 22 – Нико; 23 – Дация; 24 – Рыбин; 25 – Эс-Сувейра; 26 – Клосс; 27 – Литл Метеор; 28 – Грейт Метеор; 29 – Йер; 30 – Ирвинг; 31 – Круизер; 32 – Плато; 33 – Атлантик; 34 – Тайро; 35 – Кондор.
Топооснова – https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/gebco_30_second_grid/

Рис. 2. Сходство строения вулканических подводных гор и островов.

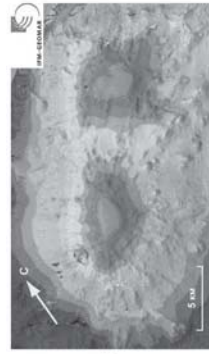
1–6 – подводные горы: 1 – Кабо Верде (<https://earth.google.com/>); 2 – Нола (<https://www.lfd.uni-hamburg.de/en/meteor/wochenberichte/expeditionsarchiv-meteor.html>); 3 – Те Папс [6]; 4 – Тропик [6]; 5 – Кондор [8]; 6 – Вестерис [10]. 7–11 – острова: 7 – Гран Канария [12]; 8 – Салвеженш (<https://earth.google.com/>); 9 – Ян-Майен (<https://earth.google.com/>); 10 – Иерпо (<https://earth.google.com/>); 11 – Сан-Жоржи (<https://earth.google.com/>)



а



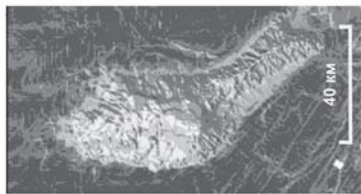
б



в



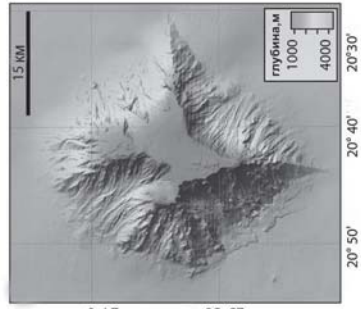
г



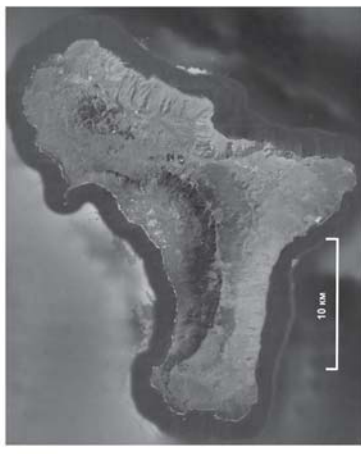
д



е



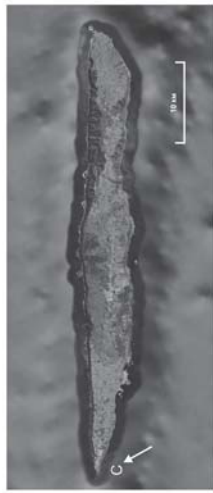
ж



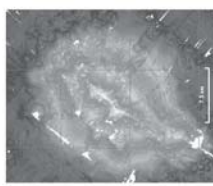
з



и



к



л

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН FMMG-2023-0005 «Влияние глубинного строения мантии на тектонику, морфологию структур дна и опасные геологические процессы в глубоководных и шельфовых акваториях Мирового океана»

Литература

1. *Mitchell-Thome R.C.* Geology of the middle Atlantic Islands. Berlin, Stuttgart: Gebrüder Bornträger, 1976. 382 p.
2. *Kwasnitschka T.* Evolutionary Stages of Submarine Volcanism in the Cape Verdean Archipelago. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades an der Mathematisch Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel vorgelegt. Kiel, 2012. 136 p.
3. *Marino E., González F. J., Lunar R. et al.* High-Resolution Analysis of Critical Minerals and Elements in Fe–Mn Crusts from the Canary Island Seamount Province (Atlantic Ocean) // *Minerals*. 2018. V. 8. № 285. P. 1–36. <https://doi.org/10.3390/min8070285>
4. *Chaytor J. D., Keller R. A., Duncan R. A. et al.* Seamount morphology in the Bowie and Cobb hot spot trails, Gulf of Alaska // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. V. 8. P. 1-26 Q09016. <https://doi.org/10.1029/2007GC001712>
5. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Опасность разрушения вулкана Беренберг (остров Ян-Майен, Норвежско-Гренландское море) // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 504. № 2. С. 163–167. DOI: 10.31857/S2686739722060111
6. *Palomino D., Vázquez J.-T., Somoza L., León R. et al.* Geomorphological features in the southern Canary Island Volcanic Province: The importance of volcanic processes and massive slope instabilities associated with seamounts // *Geomorphology*. 2016. V. 255. P. 125–139.
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. *Tempera F., Hipólito A., Madeira J. et al.* Condor seamount (Azores, NE Atlantic): A morpho-tectonic interpretation // *Deep Sea Research. Pt. II Topical Studies in Oceanography*. 2013. V. 98. P. 24–37. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.09.016>
9. *Barker A.K., Rydeblad E.M., Silva S.M.D.M.* Magma Storage at Ocean Islands: Insights from Cape Verde / Masotta M., Beier C., Mollo S. (Eds.). *Crustal Magmatic System Evolution: Anatomy, Architecture, and Physico-Chemical Processes*. Geophysical Monograph 264. First Edition. 2021. P. 45-78. <https://doi.org/10.1002/9781119564485.ch3>
10. *Unger Moreno K.A., Thal J., Bach W. et al.* Volcanic Structures and Magmatic Evolution of the Vesteris Seamount, Greenland Basin // *Front. Earth Sci.* 2021. V.9. Art. 711910. P. 14. doi: 10.3389/feart.2021.711910

11. *Tucholke B.E., Smoot N.C.* Evidence for Age and Evolution of Comer Seamounts and Great Meteor Seamount Chain from Multibeam Bathymetry // Journal of Geophysical Research. 1990. V. 95. № ВII. P. 17555–17569.

12. *Funck T., Schmincke H.-U.* Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 103. №. В7. P. 15393–15407.

Ю. Мамаджанов¹, А.К. Ходжиев², Дж.Х. Аминов³

Тектоническая эволюция и магматические процессы в палеозойской истории Южно-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня

Южно-Гиссарская зона как составная часть Южно-Тянь-Шанского аккреционно-коллизийного орогена отличается сложной тектонической эволюцией в палеозое. Геологическими границами зоны являются: на севере – Главный Гиссарский разлом, а на юге – Богаинский разлом. Последний представляет собой сутурную зону Гиссарского рифтоподобного палеоокеанического бассейна [1]. Глубокометаморфизованные породы гранулитовой и амфиболитовой фации мезо-неоархейского возраста (3.0–2.6 млрд лет), представленные гнейсами, амфиболитами, мраморами, кристаллическими сланцами, кварцитами и тоналит-гнейсовыми куполами, обнажаются в Гармском докембрийском блоке. Докембрийские кристаллические породы являются фундаментом Южно-Гиссарской зоны, представляют собой обнаженные фрагменты Каракумо-Таджикского микроконтинента. В палеозойской эволюции Южно-Гиссарской зоны выделяются: кембрийско-раннеордовикский, позднеордовикско-раннесилурийский, позднесилурийско-раннедевонский, каменноугольный и пермский этапы развития.

Кембрий-среднеордовикский этап. В пределах Южно-Гиссарской зоны в виде небольших обособленных выходов обнажаются метаморфические породы, выделенные как образования ягнобской (хлорит-серицитовые

¹ Научно-исследовательский центр экологии и окружающей среды Центральной Азии, Национальная академия наук Таджикистана, Душанбе, Таджикистан

² Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Национальной академии наук Таджикистана, Душанбе, Таджикистан

³ Назарбаев университет, Астана, Казахстан

сланцы, северо-восток Каратегинского хребта) и обизарангской свит. Метаморфические породы обизарангской свиты, представленные кварц-серцит-хлорит-серцитовыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков и кварцевых песчаников зеленосланцевой фации мощностью до 2000 м, в основном, развиты в бассейнах рек Каратаг и Ширкент в Байсунской зоне. Незначительно в виде тектонических пакетов они известны и в Южно-Гиссарской зоне к северу от Богаинского разлома.

Позднеордовикский–раннесилурийский этап. Известняково-доломитово-терригенные образования O_3-S_1 этапа развития Южно-Гиссарской зоны на современном эрозионном срезе отмечаются в осевой части Гиссарского хребта – в бассейнах рек Майхура и Ахруд. В частности, в бассейне реки Майхура – в сае Якарча, пачка черных комковатых известняков верхнего ордовика мощностью до 30 м с остатками кораллов *Hemiagetolites extremus* Lel., согласно залегают на сланцах и песчаниках под мощной толщей силурийских карбонатных пород [2]. Карбонатно-терригенные породы O_3-S_1 Южно-Гиссарской зоны идентичны с одновозрастными известняково-доломитово-терригенными образованиями мечетлинской свиты (O_3-S_1), развитой на южном склоне Гиссарского хребта, в горах Мечетлы в Байсунской зоне (Узбекистан), в карбонатных породах которой обнаружены остатки кораллов, криноидей и водорослей, типичные для ашгильско-венлокского (O_3-S_1) времени [4]. В O_2-S_1 наряду с накоплением доломитово-известняковых отложений в условиях шельфа и континентального склона (пассивная континентальная окраина атлантического типа), также отлагались терригенные породы: гравелиты, кварцевые песчаники и др.

Позднесилурийски–раннедевонский этап. Карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения S_2-D_1 этапа эволюции Южно-Гиссарской зоны фрагментарно развиты в зонах крупных разрывных нарушений. Например, к северу от г. Душанбе, на границе северного борта Южно-Таджикской мезо-кайнозойской депрессии, вдоль Богаинского глубинного разлома прослеживается Харангонская гряда карбонатных пород S_2-D_1 , которые отлагались в морских условиях в области шельфа и континентального склона пассивной окраины.

Каменноугольный этап в геологической эволюции Южно-Гиссарской зоны является определяющим. С этим этапом тектонического развития связано формирование Гиссарского палеоокеана в C_1 , образовавшегося в результате отделения Каракумо-Таджикского блока от Зеравшано-Алайского (Алай-Таримского) континента и образования рифтовой структуры с океанической корой [1]. Фрагменты океанической коры Гиссарского палеоокеана в виде небольших линзообразных тел серпентинизированных ультрабазитов (гульхасский комплекс, C_1) обнажаются в бассейне р. Ширкент. В эволюции Гиссарского палеоокеана выделяется

три стадии развития: 1) стадия образования Гиссарского палеоокеана (C_1 , океаническая стадия); 2) стадия субдукционного островодужного базальт-габбро-плагиогранитного магматизма (C_{1-2} , юная стадия); 3) стадия субдукционного андезит-габбро-гранитного островодужного магматизма (C_2 , зрелая стадия), далее закрытые океана и образование флиша – C_2-C_3 .

Эволюция Гиссарского палеоокеана связана с широким проявлением в визейское–башкирское время базальтового и андезитового субдукционного магматизма, проявившегося в подводных и субаэральных условиях в режиме юной и зрелой (развитой) островной дуги соответственно. Формирование Южно-Гиссарской (Бухара-Южно-Гиссарской) вулканической дуги связано с образованием глубоководного желоба и субдукционной зоны, падающей на север в современных координатах. В визейское время в результате субдукции в подводных условиях происходило излияние подушечных базальтов, представленных вулканическими породами каратагской серии C_{1-2} . Одновременно с излияниями каратагских базальтов происходило формирование мезоабиссальных плутонов габбро-плагиогранитной серии с U-Pb (циркон) возрастом 322–317 (C_{1-2}) млн лет. Со зрелой стадией развития палеоостровной дуги в C_2 связано субаквально-субаэральное излияние андезитовых лав и пирокластики, соответствующие отложения выделены в шамольскую свиту. С андезитоидами генетически связаны плутонические их эквиваленты, представленные мезоабиссальной габбро-гранитной серией с U-Pb (циркон) возрастом 313–309 млн лет, слагающей более 80% площади Гиссарского полихронного батолита [4].

Магматические серии островодужной стадии развития Южно-Гиссарской зоны трансгрессивно перекрываются флишевыми образованиями муборакской свиты C_{2-3} возраста. На современном эрозионном срезе флишоиды муборакской свиты сохранились локально во врезе бассейна реки Ханака. Муборакская свита с размывом в основании, с конгломератами, залегает на андезитах шамольской свиты, с размывом и угловым несогласием перекрыта вулканиками лючобской свиты C_3-P_1 . Образование флишевых отложений происходило на завершающем этапе развития Южно-Гиссарской дуги при полном закрытии Гиссарского бассейна. Общая мощность флишевой свиты составляет 700–1200 м.

На завершающем этапе закрытия Гиссарского палеоокеанического бассейна происходят коллизионные процессы, приведшие к столкновению и соединению Каракумо-Таджикского и Зеравшано-Алайского (Алай-Таримского) континентальных блоков. С коллизионной стадией развития Южно-Гиссарской зоны, по времени соответствующей C_3-P_1 , связано проявление вулканических и плутонических пород риолит-гранитного состава. Кислые вулканические толщи выделены в составе лючобской свиты [5] или серий [6]. Плутоническими аналогами лючобской риодацит-

риолитовой свиты являются лейкограниты южноварзобского комплекса: Южноварзобский мезоабиссальный гранитный плутон (350 км², 301–298 млн лет, U-Pb метод, циркон, гжельско-ассельский C_{3g}-P_{1a}), Рамитский, Обисафед-Обиборикский и др. массивы.

Пермский период характеризует постколлизийный этап геологической эволюции Южно-Гиссарской зоны и отличается формированием разнообразных магматических серий преимущественно базальтоидного состава. С пермским постколлизийным этапом развития зоны связано проявление мантийного шошонит-латит-монцонитового магматизма. Шошонит-латитовая серия глубоко дифференцирована, сложена шошонитами (нижняя толща), латитами (средняя толща) и кварцевыми латитами (верхняя толща). С шошонит-латитовой серией генетически связаны малоглубинные монцогаббро–монцониты (Курукский монцонитовый штотк верховьев р. Лючоб) и гипабиссальные монцонитоиды джавонинского комплекса P₁ [7].

Со среднепермской стадией развития зоны связано проявление щелочного магматизма в тыловой части зоны – в Зеравшано-Гиссарской зоне. Щелочные вулканы среднего состава выделены в казнокскую свиту P₁ (?) возраста. В составе свиты преобладают кластолавы и лавы трахиандезитов, трахиты–фонолиты и их туфы. В тесной пространственной и генетической ассоциации с трахитами–фонолитами находятся Ахбасайский, Аргский массивы нефелиновых сиенитов, а также выделяются Турпинский, Дарайпиёзский и Тутекский щелочные плутоны. U-Pb возраст цирконов нефелиновых сиенитов Дарайпиёзского массива 267±1.7 млн лет [8].

Постколлизийный позднепермский плюмовый магматизм Южно-Гиссарской зоны представлен щелочно-базальтоидной серией (гиссаро-каратегинский комплекс), проявленной в форме даек, трубок взрыва и диатрем, количество которых в зоне достигает до 100 тел.

Таким образом, Южно-Гиссарская зона отличается сложным геологическим строением, тектонической эволюцией и проявлением магматизма, преимущественно в позднем палеозое. Формирование зоны как самостоятельной тектонической единицы имеет длительную историю, тесно связанную, с эволюцией Гиссарского палеоокеана в каменноугольном периоде и последующими субдукционно-коллизийными и постколлизийными событиями в перми.

В C₁–C₂ Южно-Гиссарская зона развивалась как островодужная система с широким проявлением надсубдукционного низкокалиевого базальтового и известково-щелочного андезитоидного вулканизма и связанных с ними мезоабиссальных плутонов габбро-плагиогранитной (C_{1,2}) и габбро-гранитной (C₂) серии. Магматические образования коллизийной и постколлизийной геодинамических обстановок – это риолит-гранитная

ассоциация (C_3-P_1) и шошонит-латит-монцонитовая ассоциация (P_1) соответственно. Позднепермский мантийный плюмовый магматизм проявлен в виде даек, диатрем и трубок взрыва щелочных базитов.

Литература

1. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.

2. Лаврусевич А.И., Старшинин Д.А., Лаврусевич В.И., Салтовская В.Д. Ордовик Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань) // Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1972. № 1 (43). С. 59–66.

3. Стратиграфический словарь фанерозоя Таджикистана. Душанбе: Недра, 2012. 460 с.

4. Мамаджанов Ю., Аминов Дж.Х., Ходжиев А.К., Халимов Г.А., Ашуралиев С.Б., Назриев Х.Н. Габбро-гранитоидные серии Памиро-Тянь-Шаня: петрогеохимия, геодинамическая обстановка формирования и металлогения // Петрология и рудоносность магматических формации. Новосибирск: Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, 2023. С. 134–136.

5. Баратов Р.Б., Горецкая Е.Н., Щукин В.С. Дацит-липаритовая формация Южного Гиссара. Душанбе: Дониш, 1973. 146 с.

6. Нарижнев В.В., Стеблова В.М. Петрология пермского вулканизма Южного Гиссара // Советская геология. 1992. № 1. С. 43–52.

7. Мамаджанов Ю. Шошонит-латитовые ассоциации Тянь-Шаня и Памира: геодинамические условия формирования и рудоносность // Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2003. С. 141.

8. Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Yu., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 110–130.

Геоморфологические признаки выявления новейших разрывов и их кинематики на примере Юго-Восточной части Горного Алтая

Объектом исследования является юго-восточная часть Горного Алтая – территория Чуйско-Курайской, Джулукульской впадин и обрамляющих их структур. Многие исследователи [2, 7] начало неотектонического этапа и формирование современного рельефа на этой территории связывают с неогеном–антропогеном. Предполагается, что на неотектоническом этапе тектонические структуры Горного Алтая претерпели трансформацию геодинамических условий – обстановка субширотного горизонтального сжатия с преобладанием взбросовых и сдвиго-взбросовых перемещений по разрывным нарушениям, существовавшая вплоть до неогена, сменилась на условия горизонтального сдвига с субгоризонтальной осью сжатия север-северо-восточного и северо-восточного направления и запад-северо-западной и северо-западной ориентацией оси растяжения. При таком поле напряжений доминирующие разрывы северо-западного простирания на этой территории характеризуются в основном право-сдвиговыми смещениями, а разрывы северо-восточного простирания – лево-сдвиговыми.

В связи с этим, целью исследования являлось выделение новейших структур, в том числе установлении геометрии и кинематики новейших разрывов по геоморфологическим признакам, на территории юго-восточной части Горного Алтая и выявлении их геодинамической обстановки формирования.

Для этого применен структурно-геоморфологический метод Н.П. Костенко, который направлен на выявления конэррозийных (с момента становления структурной формы в рельефе) дислокаций и их типов. В основе метода лежит анализ гидрографической сети, рисунка и абсолютных отметок рельефа. Наиболее полная методика приведена в работах [4, 5].

В ходе визуального дешифрирования новейших структур использовались космические снимки с сервера ArcGis Online, ArcGIS Earth, топографические карты (масштаб 1:200 000), цифровая модель рельефа, построенная данным Aster с разрешением 30 м, карта крутизны склона и «отмывка» рельефа, геологические, тектонические и другие картографические, геологические и опубликованные материалы.

В результате проведения структурно-геоморфологического анализа современного рельефа района исследования построена серия геоморфо-

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

логических профилей. Их интерпретация и анализ позволили выявить границы новейших региональных и локальных структур. Помимо этого, выделены шесть уровенных поверхностей (1 уровень ~4000 м, 2 уровень ~3200 м, 3 уровень ~2800 м, 4 уровень ~2200 м, 5 уровень ~1800 м, 6 уровень ~1500 м), которые соответствуют наиболее высоким отметкам новейших структур. Показан возраст и генезис пород [3], слагающих современный рельеф. Анализ смещения этих уровенных поверхностей с учетом их одновозрастности дал возможность выявить новейшие разрывы (без установления их кинематики) и амплитуду вертикальных смещений по ним. В целом для юго-восточной части Горного Алтая установлен сводово-глыбовый стиль новейших дислокаций, который представляет собой сочетание поднятий и впадин разного ранга, осложненных разноранговыми новейшими разрывами и слабыми зонами (зоны повышенной трещиноватости, дробления, разрывов горных пород).

Стоит отметить, что методика Н.П. Костенко позволяет выявить слабые зоны и новейшие разрывы. Однако, установить направление падения поверхности сместителя, от которого зависит кинематика (сброс, взброс, надвиг и др.) невозможно.

В связи с этим для установления кинематики новейших разрывов разработаны типовые модели «сброса», «взброса», «надвига» и «сдвига» для района исследования. Подобные модели также получены в ходе аналогового моделирования для других горных областей [8].

В качестве исходных данных (геометрия и кинематика) для создания моделей использовались материалы из базы данных активных разломов Евразии и прилегающих акваторий ГИН РАН [1]. Для этих разрывов проведен детальный геоморфологический анализ по космическим изображениям в 3D (ArcGIS Earth и др.) – поведение гидросети, распространение конусов выноса, морфология и крутизна уклона треугольных граней (фасетов), формирующихся на склонах гор с учетом геологического строения, анализ профилей рельефа, пересекающих разрыв. Применение этих моделей для территории исследования, позволило выявить кинематику новейших разрывов вблизи поверхности по космическим и топографическим материалам.

Также выявлена система новейших разрывов северо-западного простирания с право-сдвиговой составляющей и северо-восточного простирания с лево-сдвиговой составляющей. По этой комбинации выявлено направление оси горизонтального сжатия. Ее простирание на территории исследования изменяется от север-северо-западного до север-северо-восточного. Схожие результаты получены в работе [6].

В результате исследования выявлены новейшие разноранговые поднятия, впадины, слабые зоны и новейшие разрывы, выраженные в современном рельефе в пределах юго-восточной части Горного Алтая. Раз-

работаны типовые модели, позволяющие оценить кинематику новейших разрывов. Их применение позволило дополнить имеющиеся данные о разломах для данного района. По комбинации новейших разрывов с право- и лево-сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания, соответственно, выявлено, что эти структуры сформировались в обстановке субмеридионального сжатия.

Исследование выполнено в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. База данных активных разломов Евразии и прилегающих акваторий ГИН РАН. <http://neotec.ginras.ru/database.html>

2. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1937–1948.

3. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000. Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «ВНИИОкеангеология». СПб., 2014.

4. Корчуганова Н.И., Костенко Н.П., Межеловский И.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М.: Изд. МГТА, 2001. 212 с.

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

6. Маринин А.В., Сим Л.А., Манушлова Е.А., Бондарь И.В., Гордеев Н.А. Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая) // Наука и технологические разработки. 2022. Т. 101. № 3. С. 33–52.

7. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: СО РАН, 2004. 313 с.

8. Strak V., Dominguez S., Petit C., Meyer B., Loget N. Interaction between normal fault slip and erosion on relief evolution: Insights from experimental modelling // Tectonophysics. 2011. V. 513. P. 1–19.

Результаты полевых тектонофизических исследований складчатой системы Западного Саяна

Западный Саян – современный ороген ВСВ ориентировки, сформировавшийся на месте позднекаледонского складчатого сооружения, разделяющего более древние складчатые системы, которые в современной структуре перекрыты осадочными комплексами девон-пермских отложений Минусинских (на севере) и Тувинской (на юге) впадин [1]. В краевых Джебашской (северной) и Куртушубинской (южной) зонах Западного Саяна выделяются позднепротерозойско-кембрийские островодужные системы с офиолитами (рис. 1). В средней части развиты ордовикско-силурийские сланцы, прорванные преимущественно девонскими гранитоидами. От окружающих впадин ороген Западного Саяна отделяется Саяно-Минусинским и Куртушубинским разломами.

В результате проведенных в 2024 г. полевых исследований получены данные о тектонической трещиноватости и геологических индикаторах деформаций в 38 точках наблюдения на пересечении всего складчатого сооружения, которые использованы для определения основных параметров современного и древнего напряженно-деформированного состояния породных массивов Западно-Саянского орогена. В процессе полевых работ проведены замеры зеркал скольжения, отрывных трещин, зон дробления, небольших разрывов и других геологических индикаторов деформаций, а также выделение устойчивых структурных парагенезов с использованием структурно-парагенетического метода анализа минидизъюнктивов Л.М. Расцветаева [4]. Согласно методу, положение осей главных напряжений основывалось на сравнении полученных по данным наблюдений диаграмм с распределением полюсов геологических индикаторов деформаций со структурными рисунками типовых парагенетических семейств дизъюнктивных нарушений. В методе широко используются отрывные трещины, ориентировка которых указывает на положение оси минимального сжатия или девиаторного растяжения. Для визуализации данных измерений на круговых диаграммах (стереограммах) использовалась программа *FaultViz*, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН.

Реконструкция тектонических напряжений проводилась с использованием метода катакластического анализа разрывных нарушений [5, 7].

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

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

Преимуществом метода является возможность определять количественные характеристики напряженно-деформированного состояния: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде–Надаи. Для расчета использовалась основная на алгоритмах данного метода компьютерная программа *STRESSgeol*, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН.

Проведенные исследования показывают, что для большинства определений ось максимального сжатия ориентирована в субмеридиональном и ССВ направлении при горизонтальном положении (рис. 2). Промежуточная ось у подавляющего большинства локальных стресс-тензоров занимает субвертикальное положение. Оси минимального сжатия (девиаторного растяжения) занимают субширотное (ЗСЗ) направление и горизонтальное положение. Рассчитанные ориентировки максимального горизонтального сжатия объединены на розе-диаграмме (рис. 1, врезка слева) и указывают на ССВ направление.

Среди определенных нами типов напряженного состояния существенно преобладает обстановка горизонтального сдвига (18 определений). Менее распространены следующие типы напряженного состояния: горизонтального сжатия со сдвигом (4 определения), горизонтального сжатия (2 определения) и горизонтального растяжения со сдвигом (3 определения). Остальные типы напряженного состояния представлены единичными определениями (рис. 1). Идентичный тип напряженного состояния и ориентация осей главных напряжений получены для этого региона и при реконструкции методом катакластического анализа по сейсмологическим данным [6]. Таким образом, реконструированные параметры палеонапряжений можно соотнести с неотектоническим этапом развития Западного Саяна.

Полученные при полевых исследованиях структурно-геологические данные позволили получить первые сведения для Западного Саяна при помощи полевых тектонофизических методов реконструкции. В результате наших исследований в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса получены направления максимального горизонтального сжатия, показывающие постепенное закономерное изменение регионального горизонтального стресса от ССЗ в пределах Северного Тянь-Шаня [2] к меридиональному направлению на Горном Алтае [3, 8] и ССВ ориентации на Западном Саяне. Для Восточного Саяна реконструкции для отдельных точек сделаны в работах Д. Дельво с соавторами [9]. По этим данным в Восточном Саяне ориентация максимального горизонтального сжатия, определенного на основе анализа геологических стресс-индикаторов, отклоняется до северо-восточного направления.

Ориентация осей главных напряжений и тип напряженного состояния локальных стресс-тензоров, полученные в результате реконструкции, со-

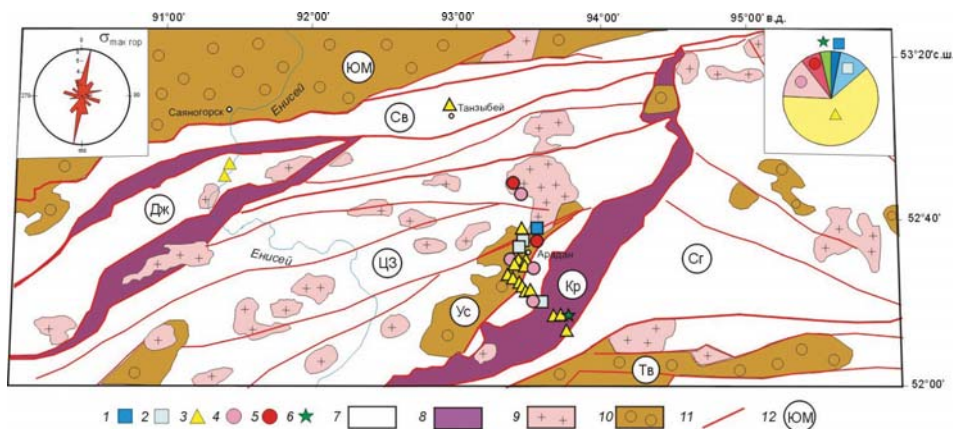


Рис. 1. Схема тектонического районирования Западного Саяна (составлена с использованием материалов [1]) и расположения точек наблюдения, в которых получены параметры напряженно-деформированного состояния.

1–6 – типы напряженного состояния: 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; 7–10 – основные структурные комплексы: 7 – каледонские складчатые системы; 8 – зоны офиолитового меланжа, 9 – гранитоиды постскладчатые; 10 – наложенные впадины, выполненные в основании девонскими молассовыми отложениями; 11 – разрывные нарушения; 12 – основные тектонические структуры: Дж – Джебашский антиклинорий, Кр – Куртушубинская шовная зона, Сг – Систигхемский синклинорий, Св – Северо-Саянский синклинорий, Тв – Тувинская впадина, Ус – Усинская впадина, ЦЗ – Центрально-Западносаянский синклинорий, ЮМ – Южно-Минусинская впадина. На врезках показаны: роза-диаграмма ориентации максимального горизонтального сжатия (слева) и диаграмма распределения типов напряженного состояния Западного Саяна (справа)

впадают с параметрами напряженно-деформированного состояния, полученными при реконструкции тектонических напряжений по сейсмологическим данным, а также дополняют их для горной части Западно-Саянского региона. Сделанные реконструкции характеризуют неотектонический этап деформирования региона, на котором сооружение Западного Саяна развивается в условиях меридионально (до ССВ) ориентированного максимального сжатия и субширотно (до ВСВ) ориентированного минимального сжатия (девиаторного растяжения). Горное сооружение Западного Саяна развивается в условиях меридионального (до ССВ направления) максимального сжатия и субширотно (до ВСВ) ориентированного минимального сжатия (девиаторного растяжения). На изученной территории

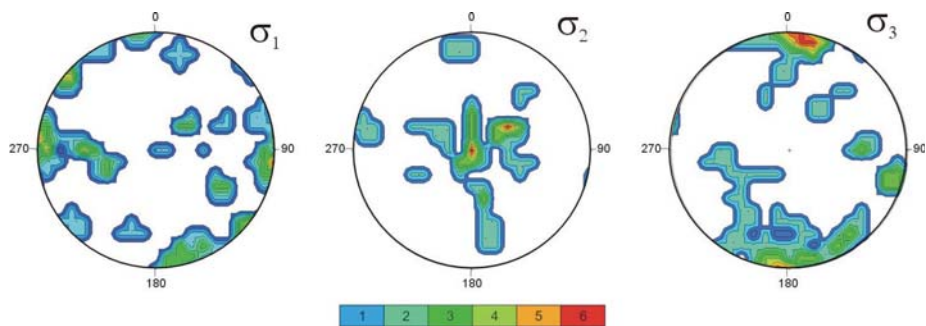


Рис. 2. Ориентировка осей главных напряжений локальных стресс-тензоров по результатам проведенной реконструкции данных по зеркалам скольжения Западного Саяна.

На круговых диаграммах (стереографическая проекция верхней полусферы) показаны выходы осей главных напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3 – минимальных (девиаторное растяжение), промежуточных и максимальных сжимающих напряжений) и изолинии равной плотности концентрации соответствующих осей (построено с использованием программы *Stereonet*)

Западного Саяна полностью доминирует тип напряженного состояния горизонтальный сдвиг (оси максимальных и минимальных сжимающих напряжений субгоризонтальны), что важно для понимания тектонического строения и современного геодинамического режима региона.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-46 – Абакан. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 391 с. + 5 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Красноярскгеолсъемка»).
2. Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А. Тектонические стресс-индикаторы и напряженно-деформированное состояние земной коры Северного Тянь-Шаня // Российская тектонофизика. К 100-летию юбилею М.В. Гзовского. Апатиты: РИО КНЦ РАН, 2019. С. 54–80.
3. Маринин А.В., Сим Л.А., Манушлова Е.А., Бондарь И.В., Гордеев Н.А. Новейшее напряженное состояние Чуйско-Курайской впадины и прилегающих структур (юго-восточная часть Горного Алтая) // Наука и технологические разработки. 2022. Т. 101. № 3. С. 33–52.
4. 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.

5. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

6. *Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В.* Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 271–291.

7. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

8. *Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Деев Е.В.* Геодинамика Катунского разлома (Горный Алтай) по структурно-кинематическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 46–59. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-46-59

9. *Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E.* Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // *Tectonophysics*, 2013. V. 602. P. 194–222.

А.Н. Марков^{1,2}, В.В. Лукин³

Гипотезы веерной, вращательной тектонической структуры Восточной Антарктиды и тектонического доледникового генезиса котловины озера Восток

В результате линеаментного анализа морфологии поверхности коренных горных пород в Восточной Антарктиде (рис. 1) прослеживаются континентальные структуры, имеющие веерную ориентацию относительно точки, расположенной в районе горного массива Королевы Мод Трансантарктических гор:

1) линейной формы, веерно, радиально, субмеридионально расходящиеся от горного массива Королевы Мод Трансантарктических гор к берегу Восточной Антарктиды:

– горные хребты и впадины Западной равнины;

– горные хребты и впадины между Западной равниной и горами Гамбурцева;

¹ Китайский университет наук о Земле, факультет геофизики и информационных технологий, Китай

² Цилиньский университет, Центр полярных исследований, Китай

³ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

- горы Вернадского;
 - горы Гамбурцева;
 - впадины Ламберта-Эймери;
 - впадина между горами Гамбурцева и горами Купол Б;
 - впадина через котловину озера Восток и, вероятно, через связанную с ней котловину, ортогональную горам Голицина;
 - впадины в районе равнины Шмидта;
 - котловины и горные хребты в районе плато Восточное.
- 2) дугообразной выпуклой формы:
- массив Трансантарктических гор и впадина вдоль них на стороне Восточной Антарктиды;
 - береговая линия Восточной Антарктиды;
 - впадины и горные хребты района Западной равнины;
 - горный массив Земли Королевы Мод;
 - горный массив Земли Эндерби;
 - возвышенности Земли Принцессы Елизаветы;
 - горы Голицина;
 - впадина Земли Уилкса;
 - дугообразный выпуклый линеамент, «равноудалённый» («срединный») между линией Трансантарктических гор и береговой линией Восточной Антарктиды.

Нами производилось выделение дуговых линеаментов по принципу изгибаемой дуги лишь с двумя точками фиксации на краях, без криволинейной детализации, и тем не менее эти «простейшие» линеаменты хорошо совпали с основными морфологическими структурами рельефа (тектоники). А радиальные линеаменты, выделяемые, как прямолинейные отрезки, объективно сошлись в одной точке – в районе горного массива Королевы Мод, входящего в общий массив Трансантарктических гор, сравнительно недалеко от одной из наивысший в Антарктиде горы Керкпатрик (4528 м).

Нами высказывается предположение, что генезис основных тектонических структур Восточной Антарктиды связан с процессом веерного, расходящегося тектонического вращения [1, 2], центр вращения которого находится в горном массиве Королевы Мод Трансантарктических гор. Характерно, что этот центр тектонического вращения находится вблизи Южного географического полюса, и соответственно его генезис может быть непосредственно связан с вращением Земли вокруг своей оси.

Процесс тектонического веерного вращения коры Восточной Антарктиды может быть обусловлен диффузионным вращением неравновесной среды внутренних оболочек Земли и их различным удалением от оси Земли, это создает вращательные, вихревые тектонические структуры коры с образованием авлакогенов, грабенов, рифтов и радиально-дуговой

сегментации. При этом генезис радиальных структур может быть связан с пульсацией скорости вращения Земли, а генезис структур дуговой ориентации кроме этого также и с центробежной силой вращения вокруг земной оси.

По взаимоотношению линияментов можно предположить, что:

– радиальные линияменты линейной формы (субмеридионального простирания) являются более ранними и возможно приурочены к тектониче-

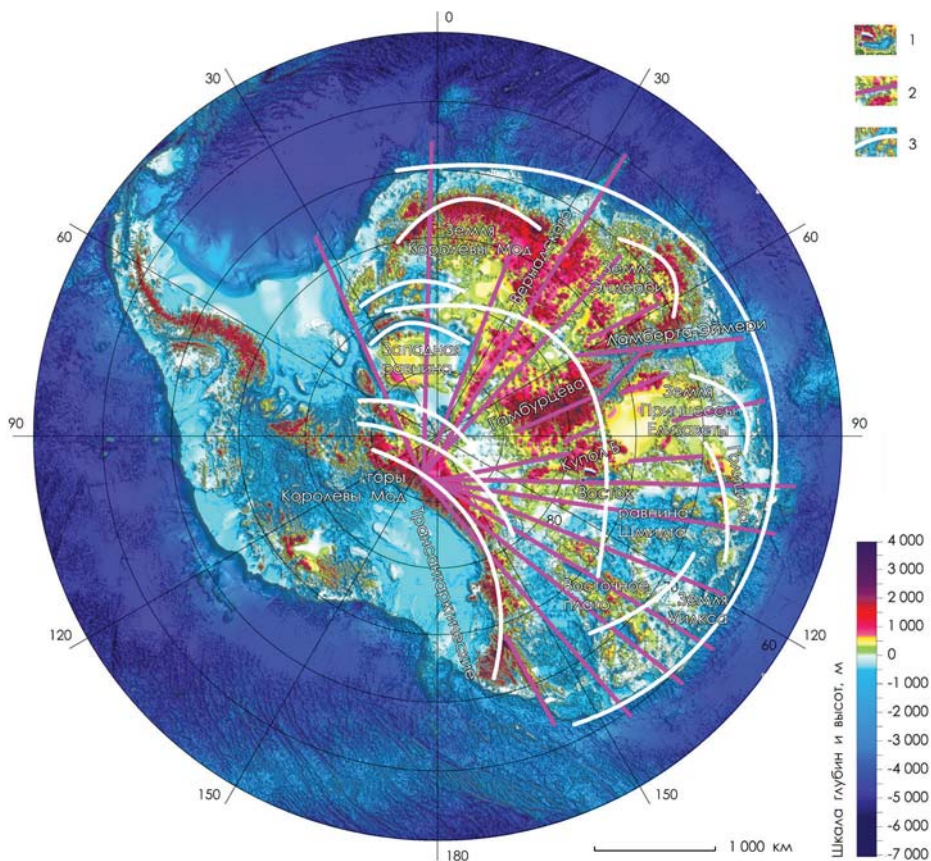


Рис. 1. Карта рельефа поверхности горных пород Антарктиды (по данным проекта «BEDMAP2») с результатами линияментного анализа тектонических структур:

1 – станция и озеро Восток; 2 – линияменты линейной формы, вернее, радиально, субмеридионально расходящиеся от горного массива Королевы Мод Трансантарктических гор к берегу Восточной Антарктиды; 3 – линияменты дугообразной выпуклой формы

ским структурам докайнозойской эпохи, вероятно, что к ним относится и первичный рифтинг котловины озера Восток;

– линеаменты дугообразной формы, в том числе «срединный» линеамент, «равноудаленный» между линией Трансантарктических гор и береговой линией, пресекающий озеро Восток по поперечной его оси, вероятно, возникли на более поздней стадии и наложились с разрывными нарушениями (местами со сдвигом и/или раздвигом) на большинство из радиальных линейных тектонических структур.

Возможно, что «срединный» линеамент приурочен к тектоническим структурам и процессам кайнозойской эпохи, реактивировавшим рифто-

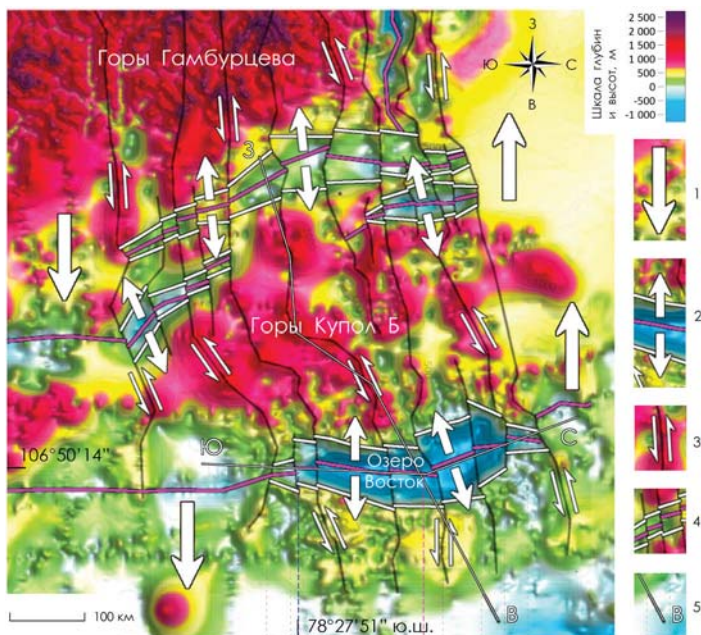


Рис. 2. Тектоническая схема рифтогенеза района оз. Восток – горы Купол Б – горы Гамбургцева:

1 – направление внутриплитового сдвигового движения в пределах Восточно-Антарктического кратона; 2 – направление растяжения в зонах рифтинга; 3 – направление сдвигового движения блоков; 4 – районы рифтинга с выявленными и обозначенными линеаменами: субширотного направления (запад–восток), выделенных по локальным возвышенностям рельефа горных пород, предположительно соответствующие разломам; субмеридионального направления (юг–север), выделенных по локальным впадинам и высокоградиентным изменениям морфологии рельефа горных пород, предположительно соответствующие разломам рифтовых сбросов; 5 – профили разрезов «Ю–С» субмеридионального и «З–В» субширотного направления [3]

генные процессы котловины озера Восток, в связи с чем она более глубокая и широкая по сравнению с близлежащей котловиной между горами Гамбурцева и Купол Б.

По результатам палеотектонических, морфологических и геофизических исследований и с учетом линеаментного анализа рельефа коренных горных пород Восточной Антарктиды и района «горы Гамбурцева – Купола Б – озеро Восток», формы и размеров котловины озера Восток (рис. 2), нами сделан вывод о её рифтогенном происхождении [3].

Исходя из того, что котловина озера Восток:

– приурочена к линейной структуре радиальной ориентации, которая прослеживается от центра вращения в районе горного массива Королевы Мод Трансантарктических гор сквозь всю Восточную Антарктиду до её берега;

– является одной из самых глубоких котловин Антарктиды, нами утверждается, что ее образование началось на самой ранней стадии формирования всей веерной вращательной тектонической структуры Восточной Антарктиды, которая зародилась при начале дробления Гондваны 130–140 млн лет назад и могла получить импульс развития после окончательного отделения от Индии и Австралии в более раннюю эпоху, чем начал образовываться ледниковый покров Антарктиды около 35 млн лет назад.

При этом вероятным могли быть и этапы реактивации рифтогенных процессов котловины озера Восток в том числе в кайнозое, как радиальной, так и дуговой ориентации.

Нами сделан вывод о происхождении озера Восток задолго до начала оледенения Антарктиды 35–40 млн лет назад и, соответственно, о возрасте водного тела и донных отложений озера Восток – намного более древнем, чем возраст ледникового покрова Антарктиды над ним [3].

Литература

1. *Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И.* Фундаментальная проблема соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений. Региональные проблемы. Геология и природные ресурсы. ДВО РАН. 2012. Т. 15. № 1. С. 15–26.

2. *Мирлин Е.Г.* Проблема вихревых движений в «твердых» облочках Земли и их роль в геотектонике // Геотектоника. 2006. № 4. С. 43–60.

3. *Lukin V.V., Markov A.N.* Hypothesis of Tectonic Preglacial Genesis of the Basin and Water Body of Antarctica's Lake Vostok. Springer Link, Geography and Natural Resources, 2024, V. 45. N. 2, pp. 192–201. DOI: 10.1134/S1875372824700264

Особенности проявления динамической подвижки в зависимости от глубины и состава пород

Динамические подвижки в геологической среде проявляются путем структурно-вещественных изменений горных пород, зависящих от их состава, условий и глубины образования, а также реологических характеристик и скоростей смещения. Изучение продуктов этих преобразований, таких как разломные тектониты (брекчии, глинки трения, катаклазиты, псевдотахилиты и др.), позволяет реконструировать условия формирования подвижек и оценить параметры, влияющие на смещение блоков. Это помогает восстановить исходные условия и процесс подвижки, а также оценить геомеханические режимы смещения (плавное и прерывистое). В данной публикации на основании результатов изучения образцов разломных тектонитов различными аналитическими методами описываются особенности преобразований горных пород различного состава при динамической подвижке на разных уровнях глубинности.

Зеркала скольжения в терригенных породах уровня анхиметаморфизма. В литифицированных граувакковых песчаниках рифейского комплекса полуостровов Рыбачий и Средний на Кольском полуострове изучены разломные преобразования пород на глубинах порядка 3–4 км, что соответствует стадии анхиметаморфизма (около 200 °С) [1]. В зоне динамической подвижки в слоистом песчанике образовалось зеркало скольжения с отчетливой бороздчатостью и тонкая (до 200–300 мкм) плёнка структурно-вещественных преобразований субстрата. Исходная массивная порода, состоящая из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и глинистого цемента (сметит, каолинит), преобразована в тонколистоватый глинисто-слюдястый материал глинки трения.

Микронзондовый и рентгенофазовый анализы показали, что в пленке зеркала скольжения наблюдается значительное увеличение содержания Al_2O_3 при резком снижении содержания Fe. Ритмично изменяющееся содержание K, связанное с микроклином в исходном песчанике, заменилось устойчиво низким уровнем K в новообразованной сланцеватой пленке, где полностью исчезает микроклин. Поэлементное сканирование показало полное отсутствие плагиоклазов и кварца в зоне подвижки, и, напротив, накопление титансодержащих фаз (анатаз), что указывает на вынос под-

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

вижных элементов и концентрацию инертных. Такие изменения, очевидно, связаны с проявлением процесса гидролиза плагиоклаза и кварца. Кварц в ходе реакции здесь преобразуется в ортокремниевую кислоту, которая переходит в раствор и выносится в трещины, опережающие зону подвижки. Переход кварца в ортокремниевую кислоту в виде силикагеля может заметно уменьшить коэффициент трения [2].

В глинистой фракции зеркала скольжения полностью отсутствуют смектиты, которые заменены иллитом, образующимся из смектита и каолинита, что ослабляет тенденцию к снижению коэффициента трения из-за различий в величине μ : смектит имеет $\mu = 0.15-0.32$, иллит – $\mu = 0.42-0.68$. Кроме того, иллит начинает демонстрировать поведение скоростного упрочнения при более низких значениях нормального стресса по сравнению со смектитом [3]. Важно отметить, что на глубинах 3–5 км, где активно развивается иллит, начинается литификация осадков, что приводит к переходу от объемно распределенной деформации к локализованным сдвигам, ассоциированным с неустойчивым поведением в режиме stick-slip [3].

Зеркала скольжения в красноцветных песчаниках. Зеркала скольжения, найденные в песчаниках девонской красноцветной формации на о. Бьют (Шотландия), демонстрируют сейсмогенные преобразования полимиктовых осадочных пород с высокой степенью литификации, не подвергшихся метаморфизму. Эти породы имеют разнообразный состав, в основном состоящий из кварца (78%), полевых шпатов (в сумме до 20%), а также единичных зерен хлорита и рудных минералов в незначительном глинистом цементе, насыщенном окислами железа. Плёнки зеркал скольжения с чётко выраженными бороздами и штриховкой на поверхности имеют матрицу, значительно измельченную и состоящую из кварца и полевого шпата. В этой матрице присутствуют слюды (около 9%) и мелкая гематитовая пыль.

Рентгенодифракционный анализ показал значительные изменения в минеральном составе: содержание альбита уменьшилось более чем в два раза, микроклин исчез, появились диоктаэдрические слюды и плёнка слюдисто-гематитового состава, что указывает на гидролиз полевых шпатов с выносом силикагеля [4]. Расчёт объёмного эффекта реакции указывает на уплотнение материала зоны подвижки ($\Delta V = -115 \text{ см}^3$).

Разрывная подвижка в зоне разлома активировала разложение полевых шпатов и образование диоктаэдрических слюд с гематитом, вероятно, во время сейсмического цикла. Эти изменения влияют на динамику смещения и создают механическую неустойчивость в разломе. Снижение содержания полевых шпатов приводит к различной степени уплотнения матрицы, что также влияет на стабильность смещения. Кроме того, наличие диоктаэдрических слюд с низким модулем сдвига и образование плёнок силикагеля, способствуют неустойчивости разлома и облегчают смещение [4].

Псевдотахилиты (ПСТ). Протолитом для всего ряда образцов ПСТ (1.59–1.30 млн лет), собранных в разных метаморфических зонах Приладожья, являлись схожие по валовому химическому составу метапсаммиты и метапелиты исходно флишоидной формации ладожского комплекса. Практически во всех участках развития ПСТ выявляется их тесная пространственно-генетическая связь с предшествующими им катаклазитами и бластокатаклазитами (БКТ) по слюдястым сланцам и гнейсам ладожского комплекса, сформированным на орогенной стадии (1.79–1.75 млрд лет). В этой связи для анализа использовались три типа образцов: 1) исходные метапсаммиты, 2) БКТ по ним, 3) собственно ПСТ, преимущественно жильно-инъекционных форм.

Минерально-фазовый состав образцов триады, в целом, оказался одинаковым. Наиболее типичный набор минералов протолитов включал, помимо кварца, калиевые и натровые полевые шпаты, биотит, мусковит, рудные минералы и различные акцессории. На стадии диафореза широко была проявлена хлоритизация слюд и гидротермальные изменения, выраженные в заполнении трещин кварц-хлорит-калишпатовым агрегатом и ростом порфиробластического хлорита. ПСТ тоже местами подверглись более позднему гидротермальному воздействию в виде локально наложенных на их стекловатый матрикс сетевидных форм преимущественно хлоритовых агрегатов.

При помощи масс-спектрологии был установлен достаточно схожий и однотипный стиль вариаций всех главных элементов в трех рассматриваемых разностях триады. В качестве главенствующей тенденции следует отметить общее повышение основности субстрата ПСТ относительно БКТ и протолита. В расплавной матрице ПСТ отчетливо возрастает содержание Al, Mg, K; содержание железа увеличивается в сравнении с исходным метапсаммитом, но немного падает по сравнению с метапелитом, в противоположность этому, концентрация Ca и Na заметно снижается.

Можно полагать, что обогащение названными элементами связано с их поступлением из мусковита и биотита, а дефицит кальция и натрия, как и разнонаправленность трендов двух щелочных элементов – калия и натрия – с незначительным вовлечением плагиоклаза в плавление в сравнении со слюдами.

На основании средних температур среды для каждой точки была приблизительно оценена глубина формирования ПСТ: в диапазоне от 7–8 км для зон зеленосланцевой и ставролитовой фаций, до 10–11 км для пород гранулитовой фации метаморфизма.

Зеркала скольжения в метапесчаниках. Зеркала скольжения в метапесчаниках ладожского комплекса, образовавшиеся в результате разрушения и перераспределения архейских гранито-гнейсов, зафиксированы вблизи одного из куполовидных выступов в Северном Приладожье.

Метапесчаники, метаморфизованные в амфиболитовой фации при температуре 600–630 °С, состоят из биотита, мусковита, плагиоклаза и кварца. В дальнейшем они подверглись гидротермальной переработке, что привело к хлоритизации (Chl_1) биотитов. На более поздней стадии структура метапесчаников была нарушена тонкой пленкой зеркала скольжения, состоящим из мелкозернистого хлорита (Chl_2), включающего фрагменты исходной породы. Использование хлоритового геотермометра [5] показало, что хлорит первой генерации сформировался при температуре 220–250 °С, а в полосе зеркала скольжения – при температуре 145–170 °С. С учетом термального градиента 40–42 °С/км, глубина хлоритизации на первой стадии составила около 6 км, а во время деформации, связанной с зеркалом скольжения, она уменьшилась до 4 км.

Анализ состава исходной гранитной матрицы и плёнки зеркала скольжения показал снижение содержания кремния и натрия в плёнке, что, вероятно, связано с разрушением и вымыванием кварца и плагиоклаза в зоне деформации. В то же время наблюдается повышение концентрации магния и железа, что связано с накоплением хлорита.

Изменение приложенного эффективного напряжения и доли хлоритового материала влияет на прочность и устойчивость подвижки, а увеличение доли хлорита стабилизирует скольжение по разлому и снижает фрикционную прочность.

Работа выполнена в рамках исследований по госзаданию ИФЗ РАН № FMWU-2022-0002.

Литература

1. *Rice A.H.N., Roberts D.* Very low-grade metamorphism of Upper Proterozoic sedimentary rocks of the Rybachi and Sredni Peninsulas and Kildin Island, NW Kola region, Russia // *Geology of the Eastern Finnmark – Western Kola Peninsula Region: Special Publication.* 1995. V. 7. P. 259–270.

2. *Rowe C.D., Lamothe K., Rempel M., Andrews M., Mitchell T.M., Di Toro G., White J.C.* Earthquake lubrication and healing explained by amorphous nanosilica // *Nature communications.* 2019. V. 10. 11 p.

3. *Marone Ch., Saffer D.M.* Fault friction and the upper transition from seismic to aseismic faulting // *The seismogenic zone of subduction thrust faults.* Columbia University Press, 2007. P. 346–369.

4. *Di Toro G., Goldsby D.L., Tullis T.E.* Friction falls toward zero in quartz rock as slip velocity approaches seismic rates // *Nature.* 2004. V. 427. P. 436–439.

5. *Cathelineau M., Nieva D.* A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 91. P. 235–244.

**Мезоструктурные парагенезы
в датском фрагменте Новороссийско-Анапского флиша
(участок мыса Кадош – Новороссийско-Лазаревский
синклиниорий, южный склон СЗ сегмента
Большого Кавказа)**

Новороссийско-Лазаревский синклиниорий расположен в южном крыле СЗ сегмента Большого Кавказа, граничит с Гойтхским антиклинорием на севере, а с южной стороны (в пределах акватории Черного моря) – с Чвежипсинской зоной. В строении синклинория участвуют келловей-миоценовые карбонатные, глинистые и флишоидные карбонатно-терригенные толщи, осложненные многочисленными пликативными и разрывными структурами кавказских, а также поперечных Большому Кавказу простираний.

На примере структур прибрежной полосы Анапско-Агойской зоны в районе мыса Кадош (северный пригород Туапсе) мы охарактеризовали развитые здесь дислокации. Для этого нами выполнено детальное геолого-структурное картирование, построены и проинтерпретированы структурные схемы, разрезы и диаграммы.

Среди множества структурных зон синклинория выделяют поперечную Туапсинскую флексурно-разломную зону, а также Анапско-Агойскую синклинальную зону [3], вытянутую вдоль побережья Черного моря. В пределах последней ядра синклинальных складок сложены толщами, относимыми к самым верхним частям разрезов Новороссийско-Лазаревского синклинория (вплоть до эоцена и, возможно, нижнего олигоцена), с характерным внутренним флишоидным строением. В литературе этот элемент разреза принято называть новороссийско-анапский флиш [2]. В объяснительной записке к геологической карте [1], в пределах прибрежной полосы от устья р. Агой до устья р. Туапсе этот флиш разделен на свиты Казачей щели с мощными пластами песчаников и редкими прослоями кремней и пластунскую. Свита Казачей щели согласно подстилает пластунскую свиту, в разрезе которой мощность ритмов значительно меньше за счет исчезновения мощных пластов песчаников. При этом происходит некоторое увеличение роли кремневых прослоев. В статье [2] описан выделенный из верхних элементов одного из ритмов комплекс нанноплан-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

ктона, ограничивающий возрастной интервал флиша – 63.9–65.3 млн лет (нижняя часть дания).

В статье [2] также приведены результаты U-Th-Pb изотопного датирования зерен обломочного циркона, выделенных из пробы известковистых песчаников (рис. 1), слагающих нижний элемент одного из турбидитовых ритмов датского фрагмента разреза новороссийско-анапского флиша. Указанные результаты позволили авторам сделать определенные выводы о возможных источниках обломочного материала, палеогеографических условиях его переноса и накопления. А именно о том, что в палеоцене поступление обломочного материала в южную часть Крымско-Кавказского осадочного бассейна, который в настоящее время развивается как Туапсинский прогиб, обломочный материал поступал со стороны ВЕП транзитом через ту часть региона, где сейчас расположено горное сооружение Большого Кавказа. При этом признаков размыва комплексов Большого Кавказа, вмещающих юрские магматиты, не зафиксировано.

В средней части Анапско-Агойской синклиналиной зоны типовой разрез новороссийско-анапского флиша сильно осложнен: залегание ритмичных толщ нарушено разноориентированными складками, разрывными нарушениями. В некоторых случаях по комплексу признаков надежно установлено, что залегание слоев опрокинутое.

В прибрежной полосе, в районе мыса Кадош, выполнено структурно-геологическое картирование с целью выделения и классификации структурных элементов и их парагенезов. На западном участке мыса Кадош простираение слоистости крутое (до 80°), иногда вертикальное (80–90°) и даже опрокинутое. Это определяет крутизну поверхности отдельных скальных уступов, часто ориентированных параллельно слоистости и контролирует простираение береговой полосы. Зачастую на поверхностях пластов отчетливо видны штрихи скольжения сбросовой кинематики, а также множественные следы левых и правых межпластовых смещений. На южном участке мыса прибрежная полоса пересекает зону каскадных левосдвиговых деформаций, полосам концентрации которых в современном рельефе соответствуют распадки долины руч. Челюскин (рис. 1). Кроме того, здесь проявлены группы надвиговых и сбросовых парагенезов, динамически не связанных с зоной левых сдвигов.

На основе полевых наблюдений были построены диаграммы полюсов слоистости, намечены шарниры основных пликативных структур (рис. 1). По результатам замеров пространственной ориентировки плоскостей разрывных нарушений и линейности перемещения (штрихов скольжения) построены специальные кинематические диаграммы, позволяющие определить параметры локального поля напряжений. В целом, для полученного структурного рисунка характерны признаки динамической инверсии. В первом случае доминирующая роль принадлежит сдвиго-

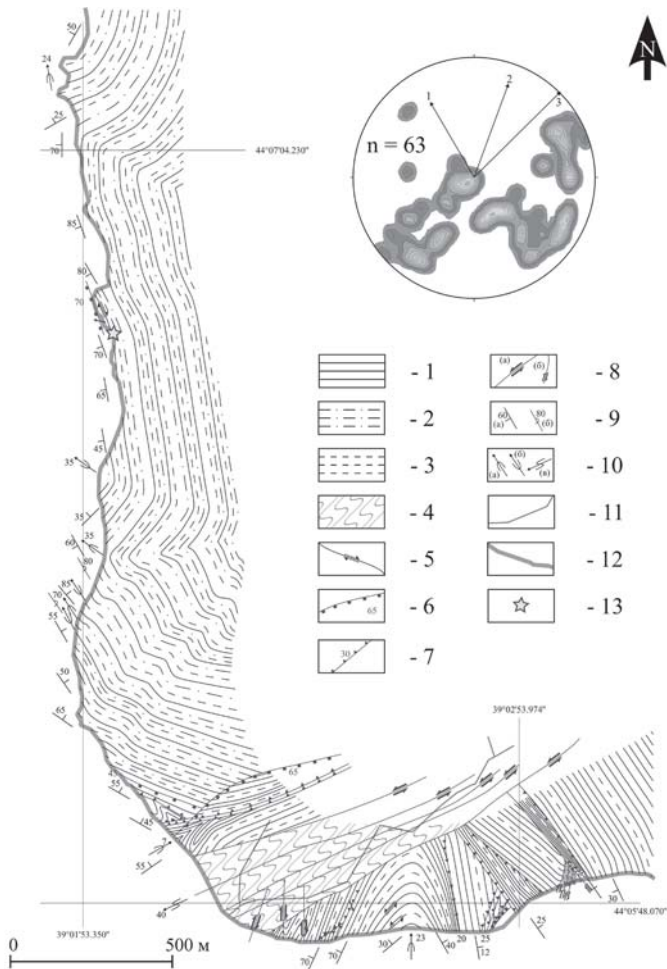


Рис. 1. Планарный структурный разрез средней части Анапско-Агойской синклинальной зоны в прибрежной полосе в районе мыса Кадош и диаграмма полюсов слоистости с вынесенными основными шарнирами складок.

1–3 – толщи: 1 – известковистые аргиллиты и мергели, 2 – известковистые песчаника, 3 – известковистые алевролиты; 4 – зона часто проявленных левосдвиговых деформаций; 5–8 структурные элементы: 5 – смещения в плоскости слоистости, 6 – сбросовые нарушения, 7 – структуры взбросов, надвигов, 8 – сдвиги: а – левый, б – правый; 9 – элементы залегания слоистости: а – нормальное залегание, б – опрокинутое залегание; 10 – прочие структурные элементы: а – линейность шарниров антиклинальных складок, б – линейность шарниров синклинальных складок, в – линейность шарниров S-складок; 11 – руч. Челоскин; 12 – береговая линия; 13 – место отбора пробы в статье [3] (см. текст)

надвиговым структурам с субширотной горизонтальной ориентировкой оси сжатия. В другом случае определено субмеридиональное сжатие с главными образованными структурами – зоной частых вертикальных левых сдвигов С-В простирания и динамически связанных с ними парагенезами.

Результаты интерпретации структурных исследований предполагают существование нескольких динамических обстановок, формирующих разные этапы деформаций толщ новороссийско-анапского флиша. Выявленная инверсия главных нормальных осей напряжений могла быть связана с формированием так называемой. Туапсинской флексурной зоны, которая в динамическом отношении представлена правой транспрессионной мегаструктурой. Проявленные кайнозойские деформации связаны с процессами формирования орогена Большого Кавказа.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00252, <https://rscf.ru/project/24-27-00252/>.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Сер. Кавказская. Лист К-37-XXXIV (Туапсе). Объясн. зап. / Под ред. С.Г. Корсаков, И.Н. Семенуха, С.М. Горбова и др. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. 151 с.

2. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццлло А.В. и др. Мел-эоценовый флиш Сочинского синклинория (Западный Кавказ): источники обломочного материала по результатам U-Th-Pb-изотопного датирования детритового циркона // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 1. С. 56–81.

3. Маринин А.В., Ступин С.И., Конаевич Л.Ф. Строение и стратиграфическое положение Агойской олистостромы (Северо-Западный Кавказ) // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2017. № 5. С. 29–40.

Вещественный состав, геохимическая и геохронологическая характеристика диоритов Киричской структуры (Карельский кратон)

В зоне сочленения Водлозерского блока с палеопротерозойской структурой Ветренный пояс широко проявлен архейский гранитоидный магматизм, степень изученности которого носит фрагментарный характер. Среди раннепротерозойских магматических комплексов преобладают интрузивные тела разных размеров и морфологии преимущественно основного и ультраосновного состава. Особое внимание обращает на себя серия относительно небольших штокообразных тел диоритового состава, выходы которых выстраиваются линейно в северо-западном направлении. Эти тела были закартированы как по обнажениям, так и по ряду скважин, а их площадная конфигурация определена при интерпретации геофизических данных. Согласно данным [1], в пределах Киричской тектонической структуры установлено 5 массивов, два из которых выходят на поверхность среди архейских плагиогранитов и имеют с ними нормальные интрузивные или тектонические контакты, остальные приурочены к метаэффузивным породам (киричская свита) среднего состава нижнепротерозойского возраста. Постоянство их геохимического и вещественного состава позволяет объединить их в один комплекс. Возрастная принадлежность массивов, обусловленная секущими контактами с метабазами и андезибазами нижнего протерозоя и перекрывающими отложениями венда, установлена как раннепротерозойская довендская [1]. Поскольку принадлежность пород к сумийско-сариолийскому надгоризонту ранее трактовалось без должного геохронологического подтверждения, на основе корреляции аналогичных вулканогенных пород в сопредельных структурах, имеющих прямые определения изотопного возраста, было принято решение об отнесении пород свиты и секущих интрузивов к верхнему лопию [2]

На территории Водлозерского национального парка было изучено интрузивное тело эллипсообразной в плане формы размером от 1.5 до 5 км. В отличие от сланцев (метабазальтов), вмещающих интрузив, породы не затронуты процессами рассланцевания. В обнажениях породы обладают

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

массивной текстурой. Средне-крупнозернистая гипидиоморфнозернистая структура породы состоит из плагиоклаза (50–60%), обыкновенной розовой обманки (15–20%) и кварца (10–15%), в подчиненном количестве присутствует биотит и поздний эпидот. Из акцессорных минералов встречается циркон, титанит и ильменит. По минеральному и химическому составу породы отвечают кварцевым диоритам. Диориты относятся к метаглиноземистым ($ASI < 1$), умеренно магнезиальным ($Mg\# = 0.45$) и изветковистым породам; они обогащены натрием (Na_2O до 4.6 мас.%) при резко подчиненном содержании калия (K_2O 0.9–1.06 мас.%), Na_2O/K_2O – 4.2–5.6. Породы содержат повышенные концентрации Cr до 55 г/т, Ni до 58 г/т и V до 122 г/т, обладают умеренно дифференцированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($La_N/Yb_N = 3.57$ – 6.33) с обогащением легкими PЗ ($La_N/Sm_N = 1.55$ – 2.7), имеют отрицательные аномалии Nb, Sr и Ti, и менее выраженную аномалию Eu ($Eu/Eu^* = 0.82$ – 0.91).

С целью уточнения возраста интрузивных массивов была отобрана проба из кварцевых диоритов на территории Водлозерского национального парка в районе г. Киричгора. Монофракция выделенного циркона представлена призматическими зернами, цирконового и гиацинтового типов, с удлинением 1-2 и 1-4, средние размеры от 180 до 250 мкм. В катодоллюминесцентных лучах циркон имеет однородное внутреннее строение, дорастая тонкими светлыми каймами. Для 58 зерен был получен U-Pb (LA-ICP-MS) конкордантный возраст 2860 ± 5 млн лет, СКВО = 0.01.

Диориты обладают высокорациогенным изотопным составом Nd ($\epsilon Nd_{(2860)} = +2.45$) и мезоархейским модельным возрастом $t_{Nd}(DM) = 2.97$ млрд лет.

Принадлежность пород к известковой серии, низкая железистость (0.5–0.7) и метаглиноземистый состав сближают рассматриваемые диориты с гранитоидами I-типа, формирование расплавов для которых происходило при плавлении магматических пород. На диаграмме Y+Nb–Rb [4], все точки составов диоритов расположены в поле пород, сформированных в условиях вулканических дуг. Геохимические признаки диоритов, такие как повышенная магнезиальность, и концентрации Cr, Ni, V, присутствие отрицательной аномалии Nb и Ti, а также высокорациогенный изотопный состав Nd указывают на то, что диоритовые расплавы формировались при плавлении источника метабазитового состава, в надсубдукционных обстановках.

Полученные петрографо-геохимические и изотопно-геохронологические данные для кварцевых диоритов в Киричской структуре позволили отнести их гранитоидам I-типа имеющими надсубдукционные характеристики. Установленный изотопный возраст пород по циркону составил

2860±5 млн лет, что отвечает мезоархею. Следовательно, рассматриваемый комплекс кварцевых диоритов нельзя относить к раннекарельскому этапу рифтогенеза, как это считалось раньше [1].

В Южно-Выгозерской и Каменноозерской структурах (Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс), расположенных на северной периферии Водлозерского блока, известны разновозрастные комплексы гранитоидов и даек многофазного Шилосского массива, а также дайки метагабброидов. По своим геохимическим и изотопно-геохимическим ($\epsilon\text{Nd}t$ от +2.1 до +4.9; $t_{\text{Nd}}(\text{DM})$ от 2.88 до 2.97) характеристикам [3], эти породы близки к изученным кварцевым диоритам, что позволяет говорить об их формировании в близких тектонических обстановках. Можно также предполагать, что изученные кварцевые диориты могут представлять дифференциаты основных расплавов.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 Серия Карельская. Листы Р-37-I (Маленьга), Р-37-VII (Сергиево). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001 94 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Балтийская. Лист Р-37–Плесецк. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. 344 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-36-XII (р. Выг). Объяснительная записка. М.: Изд-во Московский филиал ВСЕГЕИ, 2022. 211 с.
4. *Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.

**Особенности состава, строения и происхождения
мантийных комплексов Тюлькуламского массива
Северо-Балхашской офиолитовой зоны
(Центральный Казахстан)**

В строении западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), включающей палеозойские покровно-складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня и северо-западного Китая, принято выделять Казахстанско-Северотяньшаньскую и Джунгаро-Балхашскую области, сложенные палеозойскими островодужными и аккреционными комплексами, среди которых также присутствуют пространственно разобценные фрагменты офиолитовых разрезов [2]. Для Джунгаро-Балхашской области наиболее характерны фрагменты офиолитовых разрезов, включающие как плутонические части, так и кремнисто-базальтовые ассоциации, которые приурочены к узким протяженным сложно построенным зонам, к которым в пределах Казахстана относятся Тектурмасская, Таустауская, Агадырская и Северо-Балхашская зоны. Северо-Балхашская офиолитовая зона расположена в центральной части Джунгаро-Балхашской области и протягивается в субширотном направлении на 250 км при ширине от 20 до 35 км. В ее строении участвуют серпентинитовый меланж и тектонические пластины, сложенные нижнепалеозойскими кремнистыми, кремнисто-базальтовыми, кремнисто-туфогенными и вулканогенно-осадочными толщами. Серпентинитовый меланж занимает наиболее низкое структурное положение и содержит фрагменты дунит-гарцбургитового, дунит-верлит-пироксенит-габбрового и дунит-пироксенит-габбро-плагиогранитного комплексов, а также крупные блоки габбро, плагиогранитов, долеритов, кремнистых пород и базальтов, реже встречаются жадеититы, эклогиты и глаукофановые сланцы [2, 8]. Породы относятся как к мантийным, так и к коровым частям океанической литосферы. Мантийные комплексы представлены дунитами и гарцбургитами Итмурундинского массива, а фрагменты коровых комплексов – породами массивов Архарсу, Тесиктас и Восточный Архарсу. В восточной части Северо-Балхашской офиолитовой зоны располагается еще один крупный блок ультрамафит-мафитовых пород, сложенный породами дунит-гарцбургитового комплекса с подчиненным количеством лерцолитов, известный как Тюлькуламский массив. Несмотря на схожесть строения с другими массивами данной зоны,

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Тюлькуламский массив имеет свои особенности и в отличие от других ультрамафит-мафитовых комплексов Северо-Балхашской зоны крайне слабо изучен. Среди пород, слагающих Тюлькуламский массив, можно выделить три комплекса пород: дунит-гарцбургитовый, перцолит-пироксенит-габбровый и гранитоиды.

Гарцбургиты и дуниты Тюлькуламского массива демонстрируют умеренно деплетированный состав, сопоставимый с надсубдукционными мантийными перидотитами. Породы обеднены главными компонентами ($\text{SiO}_2 = 41.42\text{--}46.5$ мас.%, $\text{TiO}_2 < 0.01$ мас.%, $\text{CaO} = 0.06\text{--}0.83$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.46\text{--}0.83$ мас.%, но обогащены $\text{MgO} = 39.43\text{--}42.99$ мас.%) и совместимыми элементами ($\text{Ni} = 2150\text{--}2775$ г/т, $\text{Cr} = 864\text{--}1119$ г/т), что предполагает высокие степени частичного плавления их мантийного источника. По сравнению с составом деплетированной мантии, породы обогащены несовместимыми элементами, крупно-ионными литофильными элементами, а также Ta, Th и U, и обеднены высокозарядными элементами, что может являться результатом контаминации мантийных пород коровым веществом в надсубдукционной обстановке. Химический состав перидотитов (высокое содержание в них совместимых элементов Ni, Cr и Mg), и низкое содержание несовместимых элементов (Ti и Na)) указывает на их реститовое происхождение.

Среди серпентинизированной массы в дунитах и гарцбургитах встречаются реликты первичных минералов, таких как оливин и шпинель, информация о химических составах которых позволяет делать выводы об условиях формирования ультраосновных пород. Так, в изученных разновидностях оливин обладает высокой магнезиальностью (Fo_{87-94}), высокими содержаниями магния ($\text{MgO} = 44.26\text{--}53.12$ мас.%) и никеля ($\text{NiO} = 0.29\text{--}0.35$ мас.%), низкими концентрациями марганца ($\text{MnO} = 0.12\text{--}0.34$ мас.%) и кальция ($\text{CaO} = 0.002\text{--}0.01$ мас.%). Такой химический состав характерен для первично мантийных оливинов. Исходя из химического состава шпинелей дунитов и гарцбургитов ($\text{Fe}\# = 0.01\text{--}0.05$, $\text{MnO} = 0.22\text{--}0.30$ мас.%, $\text{TiO}_2 = 0.01\text{--}0.02$ мас.% и $\text{Mg}\# = 37\text{--}60$), можно предположить, что анализируемые разности остались практически неизменными в результате более поздних гидротермальных процессов и сопоставимы с составами первичной мантийной шпинели [1], поэтому шпинели из исследуемых пород можно использовать в качестве надежных петрогенетических индикаторов. Известно, что в мантийных перидотитах существует корреляция между магнезиальностью оливина и хромистостью шпинели (OSMA, оливин-шпинелевая мантийная область; [1]), но шпинелевые перидотиты, сформированные в разных геодинамических обстановках, демонстрируют разные тренды плавления в пределах оливин-шпинелевой мантийной области. Составы сосуществующих хромшпинелидов и оливинов показывают тренд фракционной кристаллизации, где с понижением хро-

мистости шпинелидов происходит понижение магнезиальности оливина. Высокое содержание хрома в шпинели наряду с высоким содержанием форстеритового компонента также могут свидетельствовать о надсубдукционном происхождении этих пород. Широкий диапазон хромистости шпинели в дунитах и гарцбургитах ($Cr\# = 50-74$) позволяет предположить, что породы претерпели различные степени частичного плавления.

Лерцолиты Тюлькуламского массива имеют низкие концентрации SiO_2 (38.52–38.93 мас.%) при высоких концентрациях MgO (33.40–33.95 мас.%), Cr (1058–1865 г/т) и Ni (829–865 г/т), как и породы дунит-гарцбургитового комплекса, но повышенные концентрации Al_2O_3 (1.42–2.26 мас.%) и CaO (2.52–3.80 мас.%) указывают на их более обогащенную природу. В породах также сохранились реликты первичных минералов, таких как оливин, шпинель, ортопироксен и клинопироксен. Содержания форстеритового компонента в оливинах лерцолитов в среднем $Fo_{81.5}$, что значительно ниже, чем в оливинах пород дунит-гарцбургитового комплекса. Кроме того, оливины обладают более низкими концентрациями магния ($MgO = 43.93-44.77$ мас.%) и никеля ($NiO = 0.17-0.18$ мас.%). Шпинели по составу соответствуют алюмохромиту с повышенными концентрациями TiO_2 (0.42–1.01 мас.%), значениями $Fe^{3+\#} = 0.19-0.25$ и умеренными значениями хромистости ($Cr\# = 53-63$). Составы сосуществующих первичных хромшпинелида и оливина в лерцолите располагаются вне оливин-шпинелевой мантийной области, что указывает на то, что породы не являются реститовыми, а имеют кумулятивное или метасоматическое происхождение [1]. Ортопироксен из лерцолитов соответствует высокомагнезиальной разновидности – энстагиту ($En_{83-86}Fs_{13-15}Wo_{1-2}$), с повышенным содержанием железа ($FeO = 10.6-11.4$), хрома ($Cr_2O_3 = 0.23-0.43$ мас.%) и титана ($TiO_2 = 0.06-0.13$ мас.%), характеризующийся высоким содержанием алюминия ($Al_2O_3 = 1.42-1.64$ мас.%) и кальция ($CaO = 0.83-1.15$ мас.%). Химический состав клинопироксена варьируется от авгита до диопсида с заметными содержаниями хрома ($Wo_{43.37-46.94}En_{47.56-49.77}Fs_{5.33-7.44}$; $Mg\# = 87-90$, $Al_2O_3 = 0.33-2.38$ мас.%, $Cr_2O_3 = 0.18-0.82$ мас.%, $CaO = 21.42-23.79$ мас.%, $TiO_2 = 0.05-0.18$ мас.%). Клинопироксен характеризуется обеднением тяжелыми редкоземельными элементами (ЛРЗЭ) относительно промежуточных (СРЗЭ) [$(La/Sm)_N = 0.13-0.57$] и относительно тяжелых (ТРЗЭ) [$(La/Yb)_N = 0.09-0.23$], типичное как для клинопироксенов абиссальных перидотитов [3], так и для клинопироксенов преддуговых надсубдукционных перидотитов [6]. Химический состав клинопироксенов лерцолитов является промежуточным между наиболее обедненными перидотитами преддуговых зон и относительно обогащенными абиссальными перидотитами, что характерно для пород при становлении зрелой островодужной литосфера и начала задугового спрединга.

Для пироксенитов отмечаются геохимические признаки, указывающие на происхождение, связанное с зоной субдукции: обогащение несоместимыми крупно-ионными литофильными элементами (КИЛ) и U, а также обеднение высокозарядными элементами (ВЗЭ) с выраженной отрицательной Nb-аномалией.

Габброиды Тюлькуламского массива характеризуются низкими концентрациями SiO_2 (46.59–55.32 мас.%) и высокими MgO (3.75–12.40 мас.%), Mg# (48–78), FeO_{tot} (7.44–15.39 мас.%), Ni (22–198 г/т), Cr (22–380 г/т) и V (221–468 г/т). Кроме того, заметно обогащение КИЛ элементами при обеднении ВЗЭ с выраженной отрицательной Nb-аномалией, что может свидетельствовать о взаимодействии пород с расплавами в надсубдукционных обстановках и характерно для мафитов, приуроченных к задуговым бассейнам островодужных систем. Величина соотношения Ti/V (8–26) в габброидах соответствует породам типа MORB и задуговых бассейнов [7]. Помимо этого, во всех образцах распределение редкоземельных элементов соответствует типичному распределению РЗЭ в базальтах N-MORB, а низкие Nb/Yb (0.12–0.78), La/Sm (0.3–2.31), Sm/Yb (0.73–1.18) и Dy/Yb (1.35–1.63) позволяют предполагать образование расплавов при частичном плавлении верхней мантии на глубинах, отвечающих генерации N-MORB-базальтов [4].

Таким образом, габброиды обладают геохимическими характеристиками как островодужных, так и COX-комплексов, что характерно для пород задуговых бассейнов. Образование исследуемых пород в задуговом бассейне также сопоставимо с умеренно деплетированными геохимическими характеристиками ультраосновных пород Тюлькуламского массива.

Изученные в пределах Северо-Балхашской зоны разновозрастные фрагменты плутонических частей офиолитовых разрезов, схожие с породами Тюлькуламского массива (дунит-пироксенит-габбро-плагиогранитный комплекс в составе массива Тесиктас и габбро-долерит-плагиогранитный комплекс в пределах массива Восточный Архарсу) также имеют геохимические характеристики переходного типа. Особенности состава пород свидетельствуют об образовании в надсубдукционной обстановке, вероятно, в пределах задугового океанического бассейна [2]. По сравнению с сильно деплетированными преддуговыми реститовыми перидотитами в пределах массива Итмурунды [5], реститовый дунит-гарцбургитовый комплекс Тюлькуламского массива показывает более обогащенные геохимические характеристики, на что указывают особенности валового состава и минерального состава пород.

Таким образом, ультрамафит-мафитовые комплексы Тюлькуламского массива с обогащенными характеристиками, по-видимому, представляют собой фрагменты океанической литосферы, формирование которых свя-

зано с эволюцией островодужной системы и последующими процессами задугового спрединга.

Работа выполнена в рамках темы НИР ГИН РАН №123032400058-6.

Литература

1. *Arai S.* Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // *Chem. Geol.* 1994. V. 113. P. 191–204.

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

3. *Johnson K.T.M., Dick H.J.B. Shimizu N.* Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 661–2678.

4. *Kerr A.C., Iturralde-Vinent M.A., Saunders A.D., Babbs T.E., Tarney J.* A new plate tectonic model of the Caribbean: implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks // *Geological Society of America Bulletin.* 1999. V. 111. № 11. P. 1581–1599.

5. *Milyukova A., Skoblenko A., Dilek Y., Wang K.L., Batanova V., Degtyarev K.E.* Geochemistry, mineral chemistry and Re–Os isotopes of refractory peridotites of the North Balkhash ophiolite zone in the West Central Asian Orogenic Belt (Central Kazakhstan): multi-stage melt evolution of a late Precambrian forearc mantle // *J. Geol. Soc.* 2023. V. 180. № 6.

6. *Parkinson I.J., Pearce J.A.* Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt–mantle interaction in a supra–subduction zone setting // *Journal of Petrology.* 1998. V. 39. № 9. P. 1577–1618.

7. *Shervais J.W.* Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.

8. *Skoblenko A.V., Degtyarev K.E., Travin A.V. et al.* Two episodes of Early Palaeozoic high–pressure metamorphism in North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan, western Central Asian Orogenic Belt): Evidence for tectonic evolution of Junggar–Balkhash Ocean // *Lithos.* 2024. V. 482–483. P. 107672.

Модель формирования напряжённого состояния верхней коры Центрально-Азиатского складчатого пояса за счёт палеозойского-мезозойского магматизма

Важный механизм, способный объяснить генезис напряжений внутриконтинентальных орогенов, а также подвижных поясов вообще – механизм нагружения пород коры при формировании интрузий. Магматический расплав, проникая по каналам и подводящим разломам должен иметь минимальный уровень давления, превышающий величину минимального нормального горизонтального напряжения. При выполнении этого условия возможно продвижение интрузии в форме дайки с плоскостью перпендикулярной оси минимального горизонтального сжатия, но при этом превышение давления над минимальным горизонтальным сжатием, строго говоря, ограничены только параметрами очага и может достигать весьма существенных значений, порядка уровня тектонических напряжений и выше.

Тектонофизический анализ соотношения подробно представлен в статье [1], где показано, что уровень напряжений в теле интрузии в первую очередь зависит от соотношения давления в очаге с литостатическим давлением в окружающих породах и плотности магмы. При меньшей, чем во вмещающих породах, плотности магмы даже незначительное превышение давления в очаге (которое, в действительности, может значительно превышать литостатику) способно сформировать транскоровую систему интрузий, достигающее поверхности с последующим вулканизмом. Величина давления в расплаве в этом случае в приповерхностной зоне может достигать первых десятков МПа.

В данной работе рассматривается проблема генезиса напряжений Центрально-Азиатского складчатого пояса, в первую очередь Алтае-Саянского орогена и сопредельных межгорных впадин, а также примыкающей части Сибирского кратона. В качестве источника нагружения коры рассматриваются магматические пояса девон-юрского возраста: магматический пояс Алтайской дуги (девон – ранний карбон, 381–290 млн лет), Южно-Монгольской дуги (карбон–триас, 320–203 млн лет) и Селенгинской дуги (пермь–триас, 295–135 млн лет). Существование данных дуг связано с субдукцией, происходящей в закрывающемся Палеоазиатском океане и Монголо-Охотском бассейне.

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

В численной модели для расчёта применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел и усовершенствованная Стефановым [2] для применения в геомеханике. Тела модели рассматриваются как упругопластические. В отличие от классического подхода Уилкинса [3] в данном подходе берётся более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского [4]. В её рамках среда рассматривается как упрочняющееся упругопластическое тело, используется неассоциированный закон пластического течения. В представленной модели магматические пояса аппроксимируются едиными транскоровыми интрузиями, последовательная активация которых приводит к формированию аномальных напряжений.

Этапы моделирования, следующие: изначально задаётся гравитационная нагрузка, далее последовательно активизируются магматические пояса в зависимости от возраста – от Алтайского к Селенгинскому. Условия для интрузий: очаг ниже 50 км (кровля очага). Давление в очаге равно литостатике. Так как тип напряжённого состояния – плоская деформация, то уровень по глубине можно задать в виде вертикальной компоненты нормального напряжения. Примем: $H = 15$ км, $\sigma = -3.73$ кБар, $\sigma_{zz} = -3.97$ КБар, $\sigma_{top} = -3.61$ кбар. Девиатор вертикальных напряжений d_{zz} будет равен 0.25 кбар. Давление и плотность магмы на этой глубине $\rho_m = 2.67$ кг/м³, $\rho_m = 4.37$, кбар = 109% σ (по модулю).

На рис. 1 представлен общий вид поля давления для модели. Можно выделить следующие закономерности: близ боковой поверхности интрузи-



Рис. 1. Поле давления для модели, рассчитанное на глубинах 10 км, с нанесённой ориентацией оси наибольшего горизонтального сжатия σ_H

зии ось σ_n преимущественно перпендикулярна простиранию интрузии. Это даёт СЗ–ССЗ простирание σ_n близ Алтайского пояса с постепенным выравниванием в меридиональном направлении ближе к северной части модели (в области Саянского орогена). Уровень напряжений близ интрузий связан как давлением магмы в интрузиях, так с геометрией и взаимным расположением поясов. Так, к северу от западной части Алтайского пояса наблюдается несколько пониженный уровень напряжений из-за положительной кривизны этого участка (1.38 КБар на 5 км, 2.67 Бар на 10 км и 3.98 кбар на 15 км), тогда как к северу от южной части за счёт отрицательной кривизны происходит концентрация напряжений и уровень давления близ интрузии 1.47, 2.84 и 4.3 кбар соответственно). Аналогично для Южно-Монгольской дуги – к югу напряжения понижены и имеют уровень, сходный с полученным для западной части АП, тогда как к северу напряжения концентрируются, достигая, правда, меньших значений (давление – 1.43, 2.75 и 4.05 кбар). Таким образом, сравнивая с тектонофизической реконструкцией (рис. 6, Г) наблюдается достаточно высокая степень корреляции между особенностями поля напряжений модели и полученным из природных данных. Для орогенов Алтае-Саяны полученное поле напряжений имеет тип сжатие со сдвигом, тогда как для котловин получено преимущественно сдвиговое поле напряжений или поле растяжения. Общий уровень напряжений (первые десятые кбар) также соответствует данным о сброшенных напряжениях.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Ребецкий Ю.Л., Стефанов Ю.П. О механизме взаимодействия сильных землетрясений и вулканизма в зонах субдукции // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2022. Т. 4. №: 56. С. 41–58.
2. Стефанов Ю.П. Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.
3. Wilkins M.L. Computer Simulation of Fracture. Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.
4. Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНТИ. сер. Мех. деф. тв. тела. 1983. Т. 15. С. 817–821.

Приливы на Земле и гравитация в солнечной системе

На всех планетах, обладающих жидкой оболочкой, вплоть до Земли, космические аппараты обнаружили ротационные вихри Декарта. В свете данного открытия тектонические и приливные процессы следует связывать с фильтрационными тангенциальными течениями эфира, создающими единое поле сдвиговых напряжений в земных оболочках [1]. Так, ветрам (рис. 1а) соответствует циркуляция в океанах и покровная тектоника в коре. Согласно зональному профилю эфирных течений (рис. 1б), энсиалические о-ва средних широт (от Сахалина до Тайваня и Новой Зеландии) сдвинуты на восток, а на экваторе архипелаги Филиппин и Индонезии снесены на запад. Обнаружена симптоматичная корреляция между землетрясениями и вариациями ротации Земли [3]. Временная плотность сейсмических событий отслеживает изменения угловой скорости ротации, при этом усиление сейсмической активности в одном регионе может сопровождаться её ослаблением в другом. Надо ли говорить, что за дифференциацией регионов скрывается зональный профиль тангенциальных напряжений, создаваемых фильтрационными течениями ротационного вихря (рис. 1б). При этом причинная связь в обнаруженной корреляции следующая: вариации угловой скорости ротации Земли обусловлены изменениями интенсивности ротационного вихря, которые вызваны тектонической активностью. Согласно теореме Г. Гельмгольца о сохранении завихренности, ротационный вихрь есть следствие формирования планетной коры на поверхности порции магмы, сброшенной ранним Солнцем. Его профиль течений является результатом объединения элементарных компенсационных нановихрей эфира, генетически связанных с синтезом из магмы ядер химических элементов и образованием пород [4]. Так что локальная тектонофизическая активность любой природы вызывает изменения зонального распределения завихренности в ротационном вихре. Это влечёт за собой, например, эволюцию Гольфстрима или согласованные развороты географической оси и оси магнитного диполя, установленные Долицким [5].

Морские приливы при этом имеют не гравитационную, но нагонную природу. Чтобы в этом убедиться, достаточно взглянуть на карту амфидромических узлов. Будучи результатом наложения на океан течений ротационного вихря и течений глобального вихря солнечной системы, при-

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

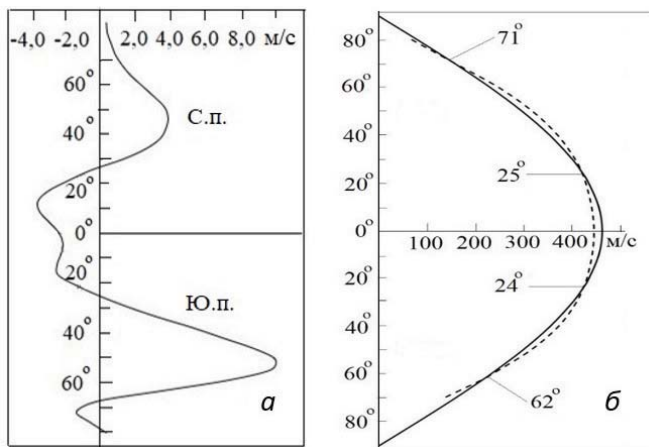


Рис. 1. Среднегодовой профиль зональных ветров, по Сидоренкову [2]: а – среднесуточный профиль течений ротационного вихря (пунктир), наложенный на профиль ротации поверхности планеты, б – на профиле отмечены широтные границы пассатов и положения оконечностей вихря

ливные волны обтекают по или против часовой стрелки полтора десятка фиксированных точек в океане, периодически выливаясь на побережья.

Между тем, современные методики предсказания землетрясений основаны на учёте приливных деформаций коры, приписываемых гравитационному действию Луны и Солнца [6]. Теоретически разность вертикального гравитационного воздействия на земную кору и центр планеты составляет 0.109 мГал для Луны и 0.041 мГал для Солнца. На слоях земной коры километровых толщин подобные эффекты совершенно не ощутимы. Они тонут в сейсмических колебаниях, поэтому их спекулятивно выделяют методом гармонического анализа. Однако ещё Ломоносов, используя центроскопический маятник и ведя наблюдения в течение четырёх лет, установил сдвиговую, в основном зональную, природу приливных сил [7]. При нагонной природе приливов отклонения маятника закономерно более показательны, чем ускорения силы тяжести.

Рассмотрим теперь, почему Луна не оказывает гравитационного воздействия на океан и земную кору, однако, «приливы» и сейсмические эффекты обоснованно считаются «лунными». Обратимся к гравитационным взаимодействиям в солнечной системе. Историческая геология является логическим продолжением гравитационной аккреционной модели. Однако модель осталась недоказанной несмотря на усилия ведущих сотрудников Института физики Земли под руководством О.Ю. Шмидта. К примеру, не находит объяснения распределение углового момента в системе. Или:

у звёзд старших классов, к которым относится Солнце, отношение светимости к угловому моменту составляет порядка 10^{12} м²/с. Для солнечной системы в целом данное отношение составляет 10^{13} . Снижение углового момента у системы вызвано его потерей при формировании планет по схеме «горячего» космогонического процесса [4]. Следы гравитационной аккреции в системе отсутствуют. В кольцах Сатурна, сложенных из пыли и льда общей массой более 10^{19} кг, не заметно признаков аккреции, хотя кольца на 3–4 порядка тяжелее спутников Марса, например. В солнечной системе нет астероидов или спутников планет, обладающих спутником. Попытки создания искусственного спутника при некоторых астероидах и комете 67P были безуспешными. Видимо, лишённые геологической активности космические тела (малые планеты, астероиды, спутники планет и кометы) не имеют гравитационного поля. Луна не выпадает из данного ряда. Будучи инертным телом, она обладает слабым гравитационным полем, которое простирается не далее 10000 км при радиусе орбиты 384 000 км. Все лунные спутники, выполнившие программы полётов, имели высоту апоселения не более 10 000 [8]. На высоких орбитах искусственные спутники Луны быстро становились спутниками Земли («Smart» ЕКА, «Hiten» Япония). Согласно закону всемирного тяготения, лунная гравитация доминирует над земной в сфере действия радиусом 66 000 км. В реальности этого нет – гравитационное поле Луны заметно слабее ожидаемого.

Природа гравитации не представляет собой загадки, так как обсуждается более трёхсот лет (Н. Мальбранш, И. Ньютон, Л. Эйлер, Дж. Фитцджеральд, С.П. Курдюмов). Она связана с самим существованием элементарных частиц. Не частиц вещества, но именно элементарных или первичных частиц магмы (в основном нейтронов). Их диссипативная – экстенсивно активная – природа обнаруживается в центральном градиенте динамического давления турбулентного эфира, называемом в современной науке гравитационным полем. Нейтроны магмы формируют вокруг себя сферическое диффузионное поле пониженного давления эфира, «охлаждённого» в кинетическом отношении. Гравитация планеты – это признак наличия в её недрах магмы.

Атомы вещества земной коры, астероидов или планетных спутников и колец самодостаточны и гравитационного поля не создают. Они формируют пассивную гравитационную массу, которая удерживает тела на орбите обращения. Величины планетных масс на рис. 2 взяты из динамики обращения планет вокруг Солнца. Согласно графику, «пассивный» гравитационный объём нашей планеты образован сферическим слоем толщиной 33 км, очевидно, – коры. Гравитация Солнца не действует на магму планеты, так как уже при скоростях обращения вокруг Солнца порядка 10 км/с нейтроны демонстрируют «невесомость».

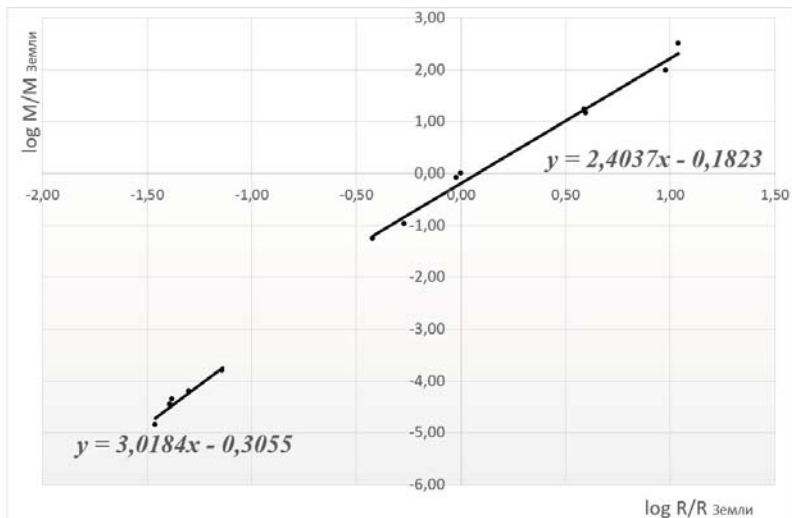


Рис. 2. Корреляция между радиусом планеты и её пассивной гравитационной массой. Как видно, гравитационное действие Солнца на планету ограничено корой. Слева внизу приведён график для малых планет, у которых недра по составу не отличаются от коры. Как следствие, их пассивная масса пропорциональна объёму

Современный ротационный вихрь Земли возник в результате слияния первичных вихрей Земли и Луны, поэтому его ось приурочена к барицентру системы Земля-Луна. Локальные, в основном тангенциальные, действия его течений на земные оболочки определяются меридиональным положением кульминации Луны. Дополнительное сдвиговое действие на земную кору оказывают и течения глобального вихря солнечной системы. Результат сложения напряжений, создаваемых течениями глобального и локального (ротационного) вихрей, зависит от конstellляции в системе Земля-Луна-Солнце, то есть от фазы Луны. Кто не слышал обоснованного призыва сейсмологов – после очередного землетрясения – следить за Луной. Однако гравитационного действия на земную кору Луна не оказывает.

У Луны более важная миссия. Она играет судьбоносную роль в существовании биосферы. Не будь Луны, ось ротационного вихря на Земле совпала бы с географической осью, и на средних широтах наблюдались зональные ветра ураганной силы, как, например, на Юпитере или Уране (порядка 100 м/с). При смещённой же оси ротационного вихря его действие на планету мало эффективно. Сутки длятся не 10 часов, как на Юпитере, но 24, а ветра, за редким исключением, не превышают 10 м/с.

Значение Луны для существования на Земле крупных животных и человека трудно переоценить. Ныне радиус лунной орбиты постепенно увеличивается. Как следствие, происходят зарегистрированные усиление ветров и рост высоты океанских волн. После утраты Луны условия существования человека на Земле постепенно станут критическими, поэтому её сохранение на орбите является важной задачей общечеловеческого масштаба.

Литература

1. *Низовцев В.В.* Геологические катастрофы, покровная тектоника, ротационная геофизики. Тектогенез в системе мира Декарта. М.: ЛЕНАНД, 2024. 232 с.
2. *Сидоренков Н.С.* Атмосферные процессы и вращение Земли. С-Пб.: Гидрометеоиздат, 2002. 365 с.
3. *Левин Б.В., Сасорова Е.В.* О связи вариаций скорости вращения Земли и её сейсмической активности // Докл. РАН. 2015. Т. 464. № 3. С. 351–355.
4. *Низовцев В.В.* Горячее происхождение планет, космохимия и ротационный фактор // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛП Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2020. С. 111–116.
5. *Долицкий А.В.* Земная кора: образование, деформация, развитие. Тектоника вращающейся мантии // Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига/URSS, 2007. С. 115–161.
6. *Ребецкий Ю.Л.* К теории детерминированного прогноза землетрясений методом LURR // Геофизика. Сейсмология. 2021. Т. 5. № 3. С. 192–222.
7. *Ломоносов М.В.* Размышления о точном определении пути корабля в море // ПСС. Т. 4. М.–Л.: АН СССР, 1955. С. 187–319.
8. *Гришаев А.А.* Граница области тяготения Луны: анализ полётов в окололунном пространстве // <http://newfiz.info/moonzone.htm>

Новая модель истории формирования Арктического океана на основе синтеза геолого-геофизических данных России и других стран

В последние годы получено много новых геолого-геофизических данных по геологическому строению района Арктического океана. 1) Получены новые данные по возрастам магматических пород поднятия Альфа-Менделеева [6, 10] и северного склона Чукотского Бордерленда [7]. 2) Представлены открытыми канадские сейсмические профили для района Канадского бассейна [9]. 3) МПР РФ и агентство Роснедра получили новые сейсмические профили для Евразийского бассейна (например, [1]). 4) ПАО НК «Роснефть» пробурила стратиграфические скважины на шельфах Чукотского, Восточно-Сибирского, Лаптевых и Карского морей [3]. 5) МПР РФ, агентство Роснедра, РАН и многие университеты получили большой объем новых геологических данных для разных частей Арктического океана.

Нами в компьютерной системе создана единая цифровая база данных для района Арктического океана. Она включает: 1) основную часть сейсмических профилей России, большую часть сейсмических профилей Канады и часть сейсмических профилей США; 2) карты магнитных и гравитационных аномалий; 3) международную батиметрию; 4) геологическую карту; 5) данные по сейсмичности, скважинам и т.д. База данных была создана при поддержке МПР РФ и агентства Роснедра.

Исследователи из разных стран (особенно России, Канады, США, Китая, Германии, Дании и Норвегии) провели обработку ранее полученных и новых данных и представили серии обобщений по геологии и истории формирования Арктического океана. Изучение Арктического океана проводится давно и были высказаны многочисленные гипотезы о его строении и истории формирования. Одной из наиболее фундаментальных работ является синтез данных, предложенный Н.П. Лаверовым и др. [2]. Основные наши выводы по геологической истории Арктического океана были

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

² ПАО НК «Роснефть», Москва, Россия

³ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, Россия

⁴ Университет Дарема, Департамент наук о Земле, Дарем, Великобритания

опубликованы ранее (например, [4, 8]). Наши новые исследования показали, что сейсмические комплексы «Seaward dipping reflectors» (SDRs), которые интерпретируются как клиновидные в разрезе комплексы переслаивания базальтов с осадочными отложениями, заполнявшие полуграбены, распространены не только в области поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнов типа Подводников, Толля и Стефанссона, но и имеются на северо-восточном склоне Чукотского Бордерленда (хребта Нортвинд). Документированные возраста вулканитов в районах поднятия Альфа-Менделеева и северного склона Чукотского Бордерленда варьируют в диапазоне 125–100 млн лет [7, 10]. На рис. 1 представлены

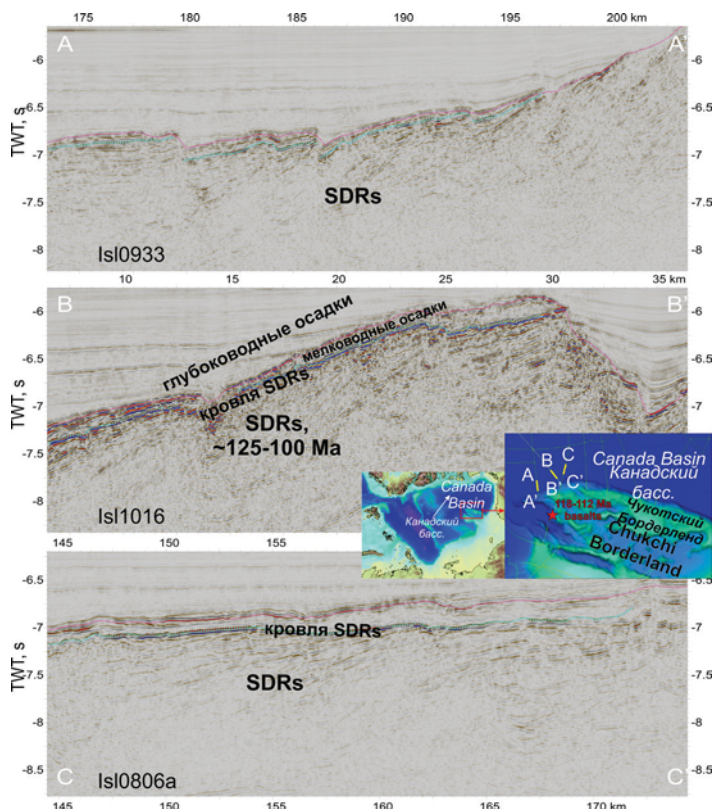


Рис. 1. Фрагменты трех сейсмических профилей и их интерпретация для района северо-восточного склона подводного хребта Нортвинд. Хорошо выделяются комплексы типа SDR и их верхняя граница. Комплексы типа SDR указывают на вулканическую пассивную континентальную окраину Канадского бассейна. Сейсмические данные по [9]. Рядом с профилями находится точка с изученными базальтами с возрастaми около 118–112 млн лет [7]

фрагменты сейсмических профилей для района северо-восточного склона подводного хребта Нортвинд. Четко видны комплексы типа SDRs. Из этого вытекает, что здесь мы видим пассивную вулканическую окраину Канадского бассейна. Вероятный возраст вулканитов SDRs также составляет около 125–100 млн лет. Наличие вулканической пассивной окраины в данном месте было намечено ранее [4, 5]. Мы провели интерпретацию сейсмических профилей для районов Канадского бассейна и области поднятия Альфа-Менделеева и показываем, что осевой захороненный рифт Канадского бассейна моложе комплексов SDRs. Из этого вытекает, что Канадский бассейн раскрывался примерно после 100 млн лет в поздне-меловое время. Время окончания этого раскрытия мы условно датируем как 70 млн лет.

Для северной части Канадского бассейна и бассейна Стефанссона нами был выделен пояс сбросов и грабенов. Типичным примером является рифт 78 Градуса [4]. Интерпретация сейсмических профилей показывает, что эти сбросы наложены на структуру Канадского бассейна и их примерный возраст 70–56 Ма. Пояс грабенов прослеживается от континентальной террасы Канады Север Спур (Отрог Север) и до подводного хребта Нортвинд. Этот внутриплитный рифтовый пояс мы предлагаем назвать Нортвинд-Север.

Ними предлагается следующая история формирования Арктического океана (рис. 2):

1. Стадия древнее HALIP (древнее 125 млн лет). Континентальный рифтинг в районе Канадского бассейна и сопряженных территорий (бассейны Свердруп, Банкс, Динкум и др., около 195–125 млн лет).

2. Стадия HALIP-1 (около 125–100 млн лет). Формирование рифтово-вулканического поднятия Альфа-Менделеева с SDR комплексами. Примерно синхронно формировались пояса бассейнов Подводников-Макарова и Толля-Наутилус-Стефанссона с SDR комплексами. Формирование этой области происходило во внутриплитной тектонической обстановке без разрыва континентальной коры. Примерно одновременно трапповый и интрузивный магматизм охватил районы Баренцева моря, Канадских островов, островов Де-Лонга и других территорий. Синхронно с HALIP-1 в районе Чукотки был коллапс Верхояно-Чукотского орогена с его растяжением и разнообразным магматизмом.

3. Стадия HALIP-2 и ранний пост-HALIP (около 100–70 млн лет). Раскрытие Канадского бассейна с переходной и океанической корой с отодвиганием Аляски в сторону Тихого океана. Формирование крупных подводных вулканов в области поднятия Альфа-Менделеева и северной части Канадского бассейна, трапповый магматизм на Канадских островах.

4. Стадия внутриплитного рифтинга и магматизма (70–56 млн лет). Формирование внутриплитного рифтового пояса Нортвинд-Север. Кон-

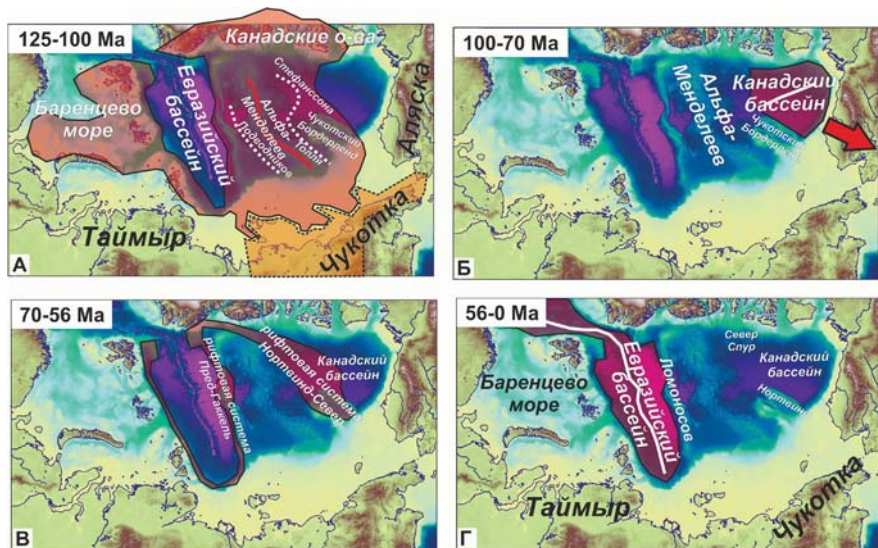


Рис. 2. На современной географической основе показаны основные тектонические и магматические структуры, сформированные в ходе четырех главных этапов формирования Арктического океана (А, Б, В, Г).

Основные новообразования показаны прозрачным цветом. 125–100 млн лет: формирование структур области Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнов; трапповый магматизм во многих местах; коллапс орогена в районе Чукотки. 100–70 млн лет: раскрытие Канадского бассейна. 70–56 млн лет: внутриплитный рифтинг и магматизм. 56–0 млн лет: раскрытие Евразийского бассейна. Белые жирные линии – оси спрединга океанической коры. Белые пунктирные линии – оси гипер-растяжения континентальной коры. Красная жирная линия – ось рифтово-вулканического поднятия Альфа-Менделеева. Красная стрелка – направление отодвигания Аляски

тинентальный рифтинг и магматизм в полосе раскрытия будущего Евразийского бассейна.

5. Стадия раскрытия Евразийского бассейна (56–0 млн лет). Раскрытие Евразийского бассейна. Сначала преобладал обычный спрединг океанической коры, около 45 Ма начался ультрамедленный спрединг. Около 20 млн лет спрединг закончился в прилаптевоморской части бассейна. Раскрытие Евразийского бассейна сопровождалось значительными внутриплитными тектоническими процессами. В районе Канадских островов формировался Юриканский ороген (56–34 млн лет). В районе Баренцева и Карского морей формировались транспрессионные антиклинали (45–34 млн лет). После 45 млн лет в районе поднятия Альфа-Менделеева и Чукотского Бордерленда шло формирование многочисленных сбросов.

Около 45–34 млн лет в районе Восточно-Сибирского моря формировалась сдвиговая правосторонняя транстенсионная зона Умкы.

Основные выводы

Основные структурные элементы Арктического океана формировались за 4 стадии:

- 1) формирование системы поднятий Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнов типа Подводников и Стефанссона (125–100 млн лет);
 - 2) раскрытие Канадского бассейна (100–70 млн лет);
 - 3) внутриплитный рифтинг и магматизм (70–56 млн лет);
 - 4) раскрытие Евразийского бассейна (56–0 млн лет).
- Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект 24-17-00020).

Литература

1. Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А., Вержбицкий В.Е., Татаринцов В.Ю. Структура фундамента прилаптевоморской части Евразийского бассейна по геофизическим данным. Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2024. Т.63. № 4. С. 102–115. doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-102-115

2. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шпилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.

3. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Колюбакин А.А., Комиссаров Д.К., Бородулин А.А., Обметко В.В., Попова А.Б., Данилкин С.М., Васильева И.С., Тимошенко Т.А., Александрова Г.Н., Гатовский Ю.А., Сулова А.А., Никишин А.М. Технологические аспекты и опыт стратиграфического бурения в морях российской Арктики // Геология нефти и газа. 2024. № 3. С. 19–30. DOI 10.47148/0016-7894-2024-3-19-30

4. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фуолджер Дж., Глумов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Доронина М.С., Никишин В.А., Сколотнев С.Г., Черных А.А. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. 2022. 156 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. № 632) DOI: 10.54896/00023272_2022_632_1

5. Chian D., Jackson H.R., Hutchinson D.R., Shimeld J.W., Oakey G.N., Lebedeva-Ivanova N., Li Q., Saltus R.W., Mosher D.C. Distribution of crustal types in Canada Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2016. V. 691. P. 8–30. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.038>

6. *Funck T., Shimeld J.* Crustal structure and magmatism of the Marvin Spur and northern Alpha Ridge, Arctic Ocean // *Geophysical Journal International*. 2023. V. 233. Is. 1. P. 740–768. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac480>

7. *Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K., Mayer L.A., Armstrong A.* Basalts from the Chukchi Borderland: 40Ar/39Ar Ages and Geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean. *American Geophysical Union*. 2020. doi:10.1029/2019JB017604

8. *Nikishin A.M., Foulger G.R., Akinin V.V., Rodina E.A., Posamentier H.W., Ale-shina K.F.* Arctic Cretaceous tectonic and igneous mega-province (TIMP): regional domains and geodynamics // *Journal of Geodynamics*. 2024. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2024.102031>

9. *Shimeld J., Boggild K., Mosher D.C., Jackson H.R.* Reprocessed multi-channel seismic-reflection data set from the Arctic Ocean, collected using icebreakers between 2007–2011 and 2014–2016 for the Canadian Extended Continental Shelf program // *Geological Survey of Canada*. 2021. Open File 8850. 1 .zip file. <https://doi.org/10.4095/329248>

10. *Skolotnev S.G., Fedonkin M.A., Korniychuk A.V.* New data on the age of magmatic rocks of the Alpha-Mendeleev Rise (Arctic Ocean): results of isotopic U/Pb dating of zircons // *Doklady Earth Sciences*. 2023. DOI: 10.1134/S1028334X23601736

**Е.С. Носкова¹, Ф.А. Мигурский¹, Г.В. Агафонова¹,
Ю.С. Константинова¹, Н.Е. Соколова¹**

Строение рифейских прогибов Сибирской платформы в связи с нефтегазоносностью

Рифейский комплекс осадочного чехла Сибирской платформы (СП) является промежуточным между фундаментом и платформенными комплексами венда–палеозоя. Система рифейских прогибов – внутренних и краевых – была выделена в середине прошлого века и рассмотрена в многочисленных работах. Комплекс характеризуется ограниченными областями распространения, как правило над погруженными протяженными зонами в областях сочленения крупных и крупнейших структур, резкой изменчивостью мощностей, складчато-надвиговым, блоковым строением

¹ ФГБУ «ВНИГНИ», Москва, Россия

с тектоническими ограничениями. По результатам региональных сейсмических работ построена схема структурно-вещественного районирования рифейского комплекса пород запада СП (Вальчак В.И. и др., 2011), которая отличается детальностью.

Современный структурный рисунок региона, включающий вытянутое в субмеридиональном направлении складчато-надвиговое сооружение Енисейского кряжа на западном обрамлении СП с ответвлениями типа Иркинеевского выступа и горизонтально залегающий позднедокембрийско-палеозойский чехол, сформировался в результате герцинского тектогенеза. На фоне герцинских субмеридиональных дислокаций фиксируется субширотная реликтовая (вероятно, позднегернвилльская, 900–850 млн лет) метаморфическая зональность, подчеркиваемая высоким метаморфизмом и зонами развития гранитизации (рис. 1).

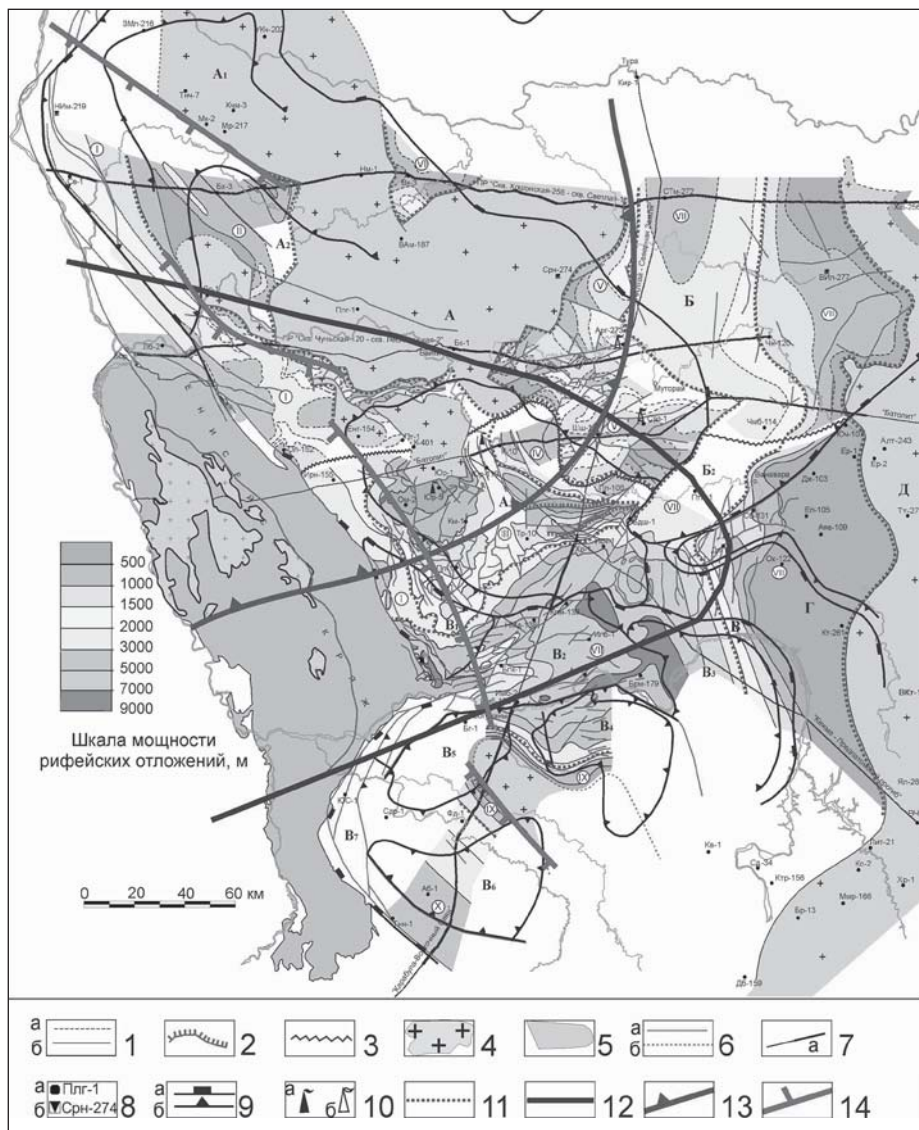
Вопросы строения рифея в последние годы неоднократно рассматривались в ряде работ. На стратиграфических совещаниях (2021, 2023 гг.) предложено несколько различных вариантов корреляции отложений рифея, однако при этом отсутствует единая корреляция и единая модель рифея СП. Принятые «Решения ВСС по докембрию ... Средней Сибири» (1983 г.) для пяти разных регионов (обрамления платформы и внутренних районов) и «Региональная стратиграфическая схема рифейских отложений западной части Сибирской платформы» (2018 г.) не охватывают многочисленные данные последних десятилетий – разрезы скважин и регионов

Рис. 1. Структурно-вещественное районирование рифейского комплекса пород запада Сибирской платформы (по Вальчаку В.И. и др., 2011).

1 – изопахиты рифейских отложений; 2 – выходы на рифейскую эрозионную поверхность отражающего горизонта R_4 ; 3 – границы смены прослеживаемости внутририфейских отражений; 4 – выходы в предвендский эрозионный срез кристаллического фундамента; 5 – область выходов рифея на дневную поверхность; 6 – дизъюнктивные тектонические нарушения; 7 – геофизические профили; 8 – глубокие скважины; 9 – структурные элементы венд-палеозойского осадочного чехла надпорядковые (а): А – Байкитская антеклиза, Б – Курейская синеклиза, В – Присяяно-Енисейская синеклиза, В₇ – Приенисейская зона линейных дислокаций, Д₁ – Катангский мегавыступ; 10 – месторождения (а) и проявления (б) углеводородов в рифейском НГК; 11 – границы структурно-вещественных зон рифея и их номера: I – Приенисейская, II – Кузьмовско-Бахтинская, III – Каменско-Юрубчено-Огневская, IV – Мадринско-Таимбинская, V – Чуньско-Таймуриная, VI – Учаминская, VII – Ангаро-Котуйская, VIII – Катангско-Илимпейская, IX – Чуно-Бирюсинская, X – Долгомостовская; 12 – фронт орогена добайкальского возраста под байкальско-вендско-палеозойским чехлом (по данным Беляев С.Ю., 1996); 13 – фронт орогена добайкальского возраста по представлениям авторов; 14 – предполагаемая граница позднерифейской пассивной окраины СП

обрамления, новые сейсмические материалы и, соответственно, не могут быть основой для геолого-разведочных работ, в том числе нефтегазопроисковых.

На наш взгляд решение этого вопроса лежит, в том числе, в методическом подходе. Как указано в СК «При установлении общих стратиграфических подразделений докембрия используются проявления круп-



ной этапности развития земной коры в избранных стратотипических местностях...». В настоящее время проводятся работы по изотопному и изотопно-геохронологическому определению возраста, изучаются комплексы остатков организмов, и на этом основании сдвигаются границы подразделений, но недостаточно внимания уделяется историко-геологическому и структурному анализам.

Отметим ряд важных положений, которые не получают должного внимания.

1. В основе модели рифея должна лежать блоковая структура этого комплекса. Помимо анализа мощностей необходим анализ тектонических нарушений – их морфологии и кинематики, и возможной роли в качестве границ выделяемых структурно-формационных зон, а также учета вещественного состава комплексов, выраженного в геофизических полях (рис. 1).

2. Необходим учет роли герцинского тектогенеза для нефтегазовых реконструкций западной части Сибирской платформы. Меридиональные в современном плане дизъюнктивно-пликативные дислокации в значительной степени нарушили единую Приенисейскую нефтегазовую систему, существенно разобшив очаг генерации и область аккумуляции углеводородов.

3. Необходимо разделять седиментационные признаки и наложенные тектонические преобразования, что поможет определить роль тектонического фактора в формировании зон развития коллекторов в карбонатах рифея.

В рамках решения первого вопроса по результатам анализа сейсмических материалов выделено три типа СФЗ, разделенных региональными разломами. На юге выделен максимально прогнутый Иркинеево-Чадобецкий прогиб (I тип), ограниченный с севера Оскобинско-Бедошемским герцинским разломом. Севернее отмечена полоса зон меньшего размера с мощностями 3–5 км, относительно простым моноклинальным падением внутририфейских ОГ – Мадринско-Таимбинская, северная часть Ангаро-Котуйской, а также Приенисейская с моноклинальным СЗ залеганием и повышенной дислоцированностью на западе, связанной с приближением к Енисейскому кряжу (II тип). Третьим типом зон являются зоны с мощностями до 2–2.5 км и субгоризонтальными внутририфейскими ОГ. Зоны граничат по региональным разломам сложного строения с преимущественно латеральными перемещениями, мощностью до первого десятка километров, часть из которых имеет и вертикальную амплитуду. Вдоль границы с ЕК и в меньшей степени вдоль Нижнеангарского субширотного разлома отмечены надвиговые дислокации. Сейсмические материалы и результаты полевых исследований позволяют отнести их к герцинскому тектогенезу.

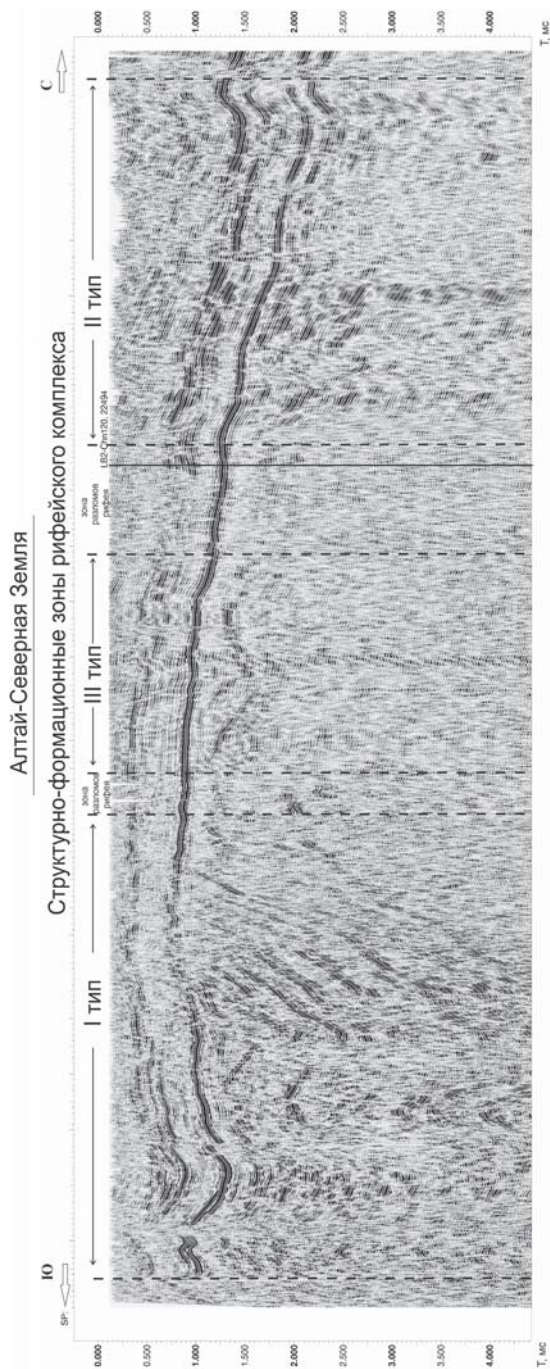


Рис. 2. Структурно-формационные зоны рифея на профиле Алтай-Северная Земля

На рисунке 2 на региональных сейсмических профилях видны особенности строения обозначенных зон и их ограничений, а также прослеживается нарушенность всего осадочного чехла палеозойскими дислокациями, часто обновляющими структуры более древних перестроек.

Сейсмические материалы и результаты полевых геологических работ показывают влияние нескольких этапов тектогенеза на строение региона. Наложённые тектонические преобразования палеозоя сильно искажают строение рифея.

На сейсмических профилях Подкаменной площади отмечена сложная система надвигов (поддвигов) в северо-восточном направлении, затрагивающая весь осадочный чехол до дневной поверхности. На северо-востоке Енисейского кряжа (Тейско-Чапский район), на юго-западе (р. Каменка) задокументированы послонные надвиговые (поддвиговые) дислокации. Вдоль р. Иркинеева в полосчатых разностях доломитов аладьинской свиты показан структурный контроль зон развития кавернозности.

Учитывая промышленную нефтегазоносность рифейского комплекса на СП, обозначенные проблемы для нефтегазопроисковых работ в этом регионе приобретают первостепенное значение для решения вопросов нефтегазогеологического районирования, выделения перспективных зон и в конечном итоге постановки ГРР.

Литература

1. *Башарин А.К., Беляев С.Ю., Конторович А.Э.* Тектоническая история Енисей-Байкитского региона / Геология и геофизика. 1996. № 4. Т. 37. С. 23–38.
2. *Мигурский Ф.А.* Геодинамическая модель западной периферии Сибирской платформы // Разведка и охрана недр. 2023. № 2. С. 3–12.
3. *Харахинов В.В., Шленкин С.И.* Нефтегазоносность докембрийских толщ Восточной Сибири на примере Курумбинско-Юрубчено-Тохомского ареала нефтегазонакопления. М.: Научный мир, 2011.
4. *Hoffman P.F.* The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polarwander and the snowball Earth. 1999.

**Связь разломов с магматизмом
(Срединный, Южный Тянь-Шань
и прилегающие территории)**

Контроль разломами магматических образований представляет научный и практический интерес. На существование этих связей впервые указывал А.В. Пейве (1956) [1]. По его мнению, в различные орогенические эпохи «разломы приобретают значение важнейшего структурного фактора, определяющего также движение и размещение магматических масс». О решающей роли разломов в размещении не только магматических масс, но и «магматических очагов» высказано В.С. Буртманом и др. (1963) [2].

Весьма интересным является вопрос систематизации разломов по их отношению к магматическим образованиям: А.И. Суворов (1968) по магматическому признаку выделил соинтрузивные и вулканогенные, контролирующие соответственно, интрузивную и вулканическую деятельность [3]; К.К. Курбаниязов, О.М. Борисов, М.А. Ахмеджанов (1976), О.М. Борисов, А.К. Глух (1982) классифицировали разломы по типу магмонасыщенности (сильно, средне и слабо и магматические) [4, 5]. Среди важнейших структурных факторов В.А. Араповым (1983) в пределах Чаткало-Кураминского района отмечены основные направления простираний разломов, контролирующие размещение вулканических, субвулканических и интрузивных образований [6].

В данной работе приводятся результаты анализа связи разломов с магматизмом по территории, в границах между региональными разломами: Каратауским, Таласо-Ферганским, Северо-Памирским и береговой линией Каспийского моря. Источником информации являются База данных и Каталог разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий» [7, 8], в который собраны данные Т.Н. Далимова и др., 1970; Д.Х. Якубова, 1970; Я.А. Шехтмана, М.И. Власовой, 1972; В.Г. Гарьковца, 1972; К.К. Курбаниязова, О.М. Борисова, М.А. Ахмеджанова, 1976; О.М. Борисова, А.К. Глуха, 1982; В.А. Арапова, 1983; Р.Г. Юсупова и др., 2010; Я.М. Рафикова, 2016; А.М. Мусаева и др., 2016; 2017 и др., внесших вклад в изучение связей разломов с магматизмом.

Элементы пользовательского интерфейса Каталога представлены в виде Главной формы (рис. 1). Нажатием кнопки «Связь с магматиз-

¹ Институт Геологии и геофизики, Ташкент, Узбекистан



Рис. 1. Главная форма пользовательского интерфейса «Каталога разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий»

мом» на панели Главной формы (рис. 2) открывается информация в виде таблицы. В целом, из 1059 разломов в базе данных доступны данные по 176 разломам (311 записей): морфологические характеристики (протяженность, ширина зоны, глубина, морфологический тип); амплитуда смещения (вертикальная, горизонтальная); элементы залегания (направление простирания разлома, угол падения сместителя); связь с магматизмом (условия залегания интрузивных образований; тип пород; группа пород по содержанию кремнезема).

Протяженность данных разломов изменяется от <50 до >400 км (Урало-Тяньшанский, Таласо-Ферганский). Большая часть разломов имеет ширину зоны дробления больше 100 м. Максимальная ширина достигает 1500 м (Бесапано-Южно-Ферганский). Доминируют сбросы (6), взбросы (7), надвиги (16) и взбросо-сдвиги (17). Вертикальная амплитуда изменяется от 100 (Восточно-Ферганский, Колбулакский) до 3000 м (Баштавакский); горизонтальная – от 1 до 250 км (Таласо-Ферганский). Большинство разломов имеют северо-восточное простирание (35) и далее по убыванию: северо-западное (28), субширотное (21) и широтное (16) простирания. Плоскости сместителей большинства разломов падают в северном (11), северо-западном и юго-восточном (10), а также северо-восточном (8) направлениях. По времени заложения, преобладают палеозойские. В зоне разлома доминируют дайки (25 записей), по типу пород – гранитоиды (33); по составу – кислые (79).



Каталог Разломов Среднего, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий: Связь с магматизмом

I. Общие характеристики		II. Морфологические характеристики		III. Дипломативная заделка		IV. Элементы заделка		V. Возраст		VI. Сопутствующие явления		VII. Источники информации					
1 №	2 Название	3 Синоним	4 Ориентирование	5 Местонахождение	6 Протяженность	7 Ширина	8 Глубина	9 Морфологический тип	10 Вертикальная амплитуда (м)	11 Горизонтальная амплитуда (км)	12 Направление движения (град, руб)	13 Неравномерность падения осадочных пород	14 Вертикальные деформации	15 Контроль	16 Условия залегания	17 Тип разлома	18 Автор
14	Асбуглак-Карлугакский		Разрыв нос нарушения								субгоризонтально				вулканизм	адаптированное (С2-3) и трапециевидное (Р1) разрыва фация	Т.И.Савец, Г.Ю.Орлова, 2012
18	Аксалтинский		Получено в результате разлома открытого типа				Север	Север	215				С3	Зона разлома	субвулканические тела (небольшие), дайки, эффузивные купола (куруланы), кольцевые дайки		О.М.Борисов, 1970
26	Акташ-Кызылгорский		Зона разлома											Сочетание Кумбала-Угамской и Акташ-Кызылгорской в разломных зонах	массив (Кельменский)		В.М.Рафиков, 2016

Рис. 2. Фрагмент таблицы «Связь с магматизмом» с информацией по разломам

Нами выделены три группы пород: 1) кислого (79 записей), 2) среднего (9), среднего–кислого (33), 3) основного (18), основного–ультраосновного (31) ультраосновного (17) состава, по которым проанализированы взаимоотношения с направлением простирания разломов. Как показали результаты, северо-восточные разломы, в основном, контролируют размещение первой группы пород, северо-западные – третьей и первой (в порядке убывания), широтные и субширотные – первой и третьей.

Таким образом, выполненный анализ показал, что направление простирания разломов является важнейшим структурным фактором контроля размещения магматических пород, что свидетельствует о наличии связи разломов с магматизмом.

Литература

1. *Пейве А.В.* Главнейшие типы глубинных разломов. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 1. С. 90–105.

2. *Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–33. (Тр. ГИНРАН; Вып. 80).

3. *Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов / Тр. ГИН АН СССР. Вып. 179. М.: Наука, 1968. 316 с.

4. *Курбаниязов К.К., Борисов О.М., Ахмеджанов М.А.* Геология доюрских образований Каракалпакии. Т.: Фан, 1976. 127 с.

5. *Борисов О.М., Глух А.К.* Кольцевые структуры и линеаменты Средней Азии. Т.: Фан, 1982. 122 с.

6. *Арапов В.А.* Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Т.: Фан, 1983. 254 с.

7. *Цай О.Г., Лорджипанидзе Л.Н.* Свидетельство об официальной регистрации Базы данных разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий». ЎзР Интеллектуал мулк Агентлиги томонидан 13.12.2018 да BGU 00371.

8. *Цай О.Г., Нуртаев Б.С.* Свидетельство об официальной регистрации программы «Каталог разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий» 2021. ЎзР Интеллектуал мулк Агентлиги томонидан 21.06.2021 да DGU 11557.

**Структурная эволюция, реконструкция
полей напряжений и U-Pb датирование кальцита
из Майско-Кыллахской зоны (Южно-Верхоянский сектор
Верхоянского складчато-надвигового пояса)**

Развитие технологии U-Pb датирования карбонатных пород с применением масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) позволило производить высокоточные определения возраста жильного кальцита на зеркалах скольжения и в син-посттектонических жилах, что нашло широкое применение при определении возрастов перемещений по разломам и соответствующих полей напряжений [5, 7]. Проведенное нами ранее аналогичное исследование в северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) позволило установить U-Pb изотопный возраст нескольких фаз надвиго- и сдвигообразования [6], и в настоящей работе такой же подход был применен к южной части ВСНП.

Район работ находится на р. Белой в пределах Горностахской антиклинали и относится к Майско-Кыллахской зоне, наиболее внешней части Южно-Верхоянского сектора ВСНП (рис. 1). В ходе работ производились замеры элементов залегания слоистости, кальцитовых и кварцевых жил и зеркал скольжения. Замеры обрабатывались на стереографической сетке Шмидта, а для обработки индикаторов палеонапряжений была использована программа Multiple Inverse Method Software Package (MIM) [8]. Программа MIM дает возможность произвести разделение неоднородных данных ориентировок перемещений, зафиксированных на зеркалах скольжения, на однородные выборки и рассчитать для каждой из них поле напряжений. Помимо ориентации осей главных напряжений, рассчитывались параметры, определяющие форму эллипсоида напряжений.

На рис. 2 приведены стереограммы, характеризующие ориентировку слоистости (а) и минерализованных жил (б) в пределах участка исследования, а также поля напряжений, рассчитанные по зеркалам скольжения (в, г) [8]. На основе измерений зеркал скольжения было выделено два поля напряжений: надвиговое (субширотного сжатия) со сравнительно пологой осью сжатия и более крутой осью растяжения (8 измерений) и

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

² Институт морских наук, Национальный исследовательский совет Испании, Барселона, Испания

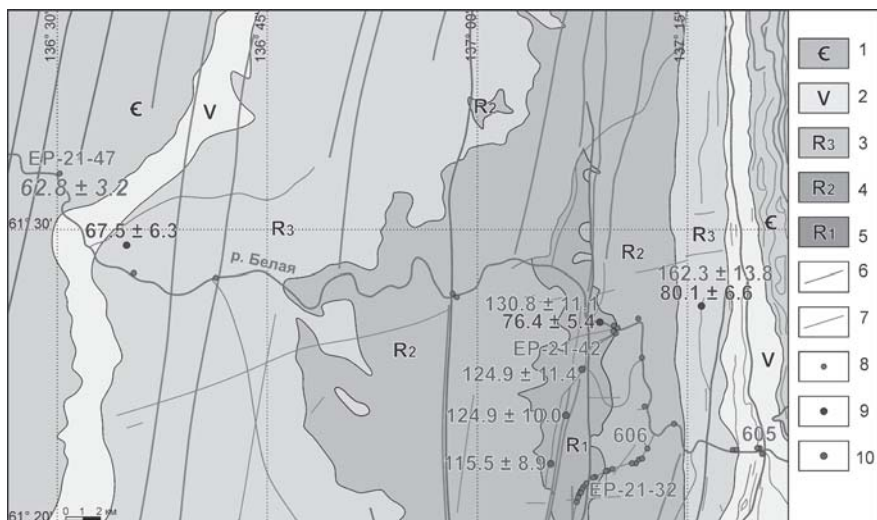


Рис. 1. Геологическая карта района работ и Горностахской антиклинали [1, 2, с изменениями].

Отложения: 1 – кембрийские, 2 – вендские, 3 – верхнерифейские, 4 – среднерифейские, 5 – нижнерифейские; 6 – разломы, 7 – дайки, 8 – точки наблюдения, в том числе с U-Pb датировкой кальцита (EP-21-47), 9–10 – трековые датировки [3]: 9 – по апатиту, 10 – по циркону

сбросо-сдвиговое (растяжения в восток-юго-восточном направлении с правосдвиговой составляющей) с относительно крутой осью сжатия и более полой осью растяжения (10 измерений) (рис. 2 в-г). Четыре зеркала скольжения, которые не вошли в выделенные поля напряжений, имеют левосдвиговую составляющую, но их недостаточно для выделения отдельного поля напряжений.

Образец жильного кальцита для U-Pb датирования был отобран в наиболее западной точке наблюдения EP-21-47 ($61^{\circ}31'55.1''\text{N}$, $136^{\circ}30'1.7''\text{E}$) на правом берегу р. Белой (рис. 1). Здесь породы пестроцветной и инканской свит нижнего и среднего кембрия смяты в опрокинутые на запад складки, осевые плоскости которых падают на восток под углами $35\text{--}60^{\circ}$, что указывает на их формирование в надвиговом поле напряжений в условиях субширотного сжатия (рис. 2 в). Отмечаются разбитые левыми сдвигами кальцитовые жилы, параллельные осевым плоскостям складок. Жила, из которой взят образец кальцита, практически параллельна поверхности зеркала скольжения из сбросо-сдвигового поля напряжений с правосдвиговой составляющей (рис. 2 г), поэтому ее образование также, вероятно, связано с этим полем напряжений. Левосторонние сдвиги, сме-

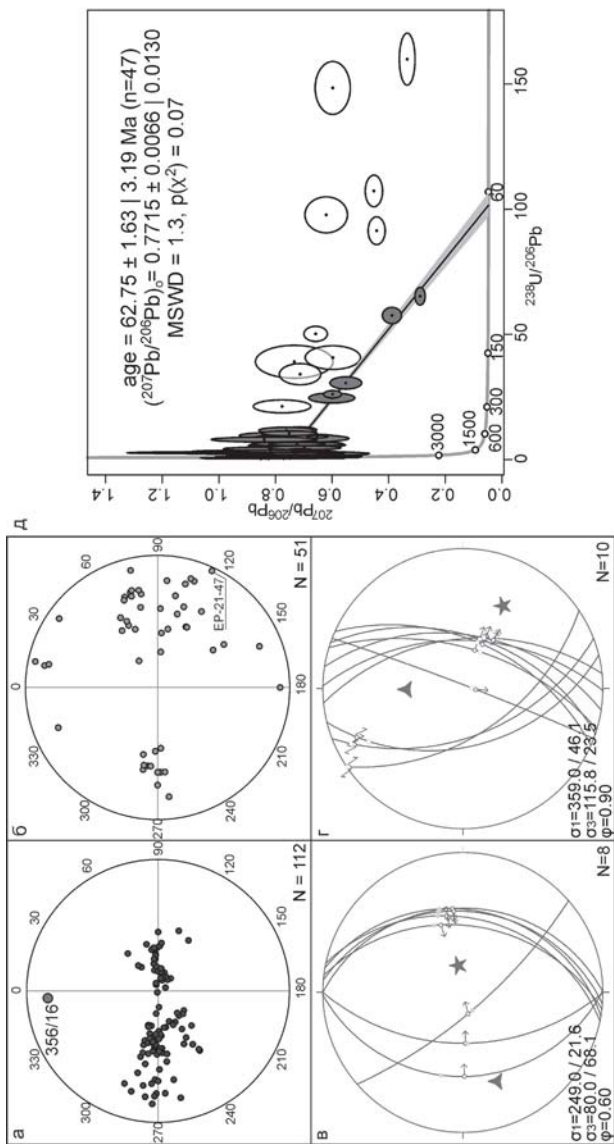


Рис. 2. Стереодиаграммы: (а-б) полюсов к слоистости с рассчитанным шарниром (а), жилам (б); (в-г) ориентировок зеркал скольжения и направленных перемещений по ним, разделенные в программе MIM на однородные выборки и характеризующие надвиговое (в) и сбросо-сдвиговое (г) поля напряжений. Равноугольная проекция нижней полусферы. Треугольник обозначает ось максимального сжатия (σ_1), звезда – ось минимального сжатия (σ_3), N – число замеров, ϕ – параметр, определяющий форму эллипсоида напряжений. (д) Диаграмма Тера–Вассербурга для образца EP-21-47. Белые эллипсы показывают измерения, не участвующие в расчете возраста

щающие жилы, относятся к более позднему этапу деформаций, к которому могут также относиться редкие зеркала скольжения, не вошедшие в выделенные поля напряжений.

U-Pb изотопные анализы выполнялись в Департаменте Наук о Земле (ETH, Цюрих) методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Element XR (Thermo Fisher Scientific) с эксимерным ArF-лазером с длиной волны излучения 193 нм. Для образца EP-21-47 отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ были измерены в 61 точке жильного кальцита. 45 точек имеют преимущественно нерадиогенный состав Pb и практически нулевое содержание U, группируясь вблизи оси Y и демонстрируя изотопный состав, близкий к первичному (рис. 2 д). Нижнее пересечение линии регрессии для данных точек с конкордией соответствует возрасту 62.75 ± 3.19 млн лет (рис. 2 д), что было интерпретировано как соответствующее возрасту первичного кальцита. Остальные 16 точек имеют различные отношения $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, но не формируют статистически значимую линейную зависимость.

Полученный нами результат фиксирует раннепалеоценовый (около 63 млн лет) возраст этапа растяжения. К этому же этапу, вероятно, относится формирование кальцитовых и кварцевых жил, ориентированных примерно параллельно осевым плоскостям складок и широко развитых в пределах Майско-Кыллахской и Сетте-Дабанской зон Южно-Верхоянского сегмента ВСНП. Предыдущие исследования возрастов деформационных процессов в рассматриваемом регионе были основаны на определениях, полученных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по слюдам и трековом анализе апатита и циркона и зафиксировали этапы надвигообразования в интервале ~70–160 млн лет с омоложением в западном направлении [3; 4]. Полученный возраст этапа растяжения свидетельствует о несинхронности деформационных событий в южной и северной частях ВСНП, так как в северном Верхоянье этапы сжатия продолжались по крайней мере до примерно 60 млн лет, а растяжение началось лишь в эоцене (около 56 млн лет) [6].

Литература

1. Ковалев Л.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Майская. Лист P-53-XXIII. Объяснительная записка. М.: Союзгеолфонд, 1990. 70 с.

2. Кропачев А.П., Иогансон А.К., Гогин И.Я., Заморуев В.В., Щербаков М.С., Мексярова К.А., Худолей А.К. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Юдомская. Лист P-53-XXIV. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020. 126 с.

3. Малышев С.В., Худолей А.К., Гласмахер У.А., Казакова Г.Г., Калинин М.А. Определение этапов формирования юго-западной части Верхоян-

ского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона // Геотектоника. 2018. № 6. С. 55–68.

4. Прокопьев А.В., Торо Х., Думитру Т.А., Миллер Э.Л., Хоуриган Д.К. История формирования надвиговых структур Южного Верхоянья (Восточная Якутия) на основе метода трекового датирования (AFTA) // Материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск, 10–13 февраля 2004 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН – филиал «Гео», 2004. С. 86–88.

5. Parrish R.R., Parrish C.M., Lasalle S. Vein calcite dating reveals Pyrenean orogen as cause of Paleogene deformation in southern England // J. Geol. Soc. London. 2018. V. 175. P. 425–442.

6. Pavlovskaya E.A., Khudoley A.K., Ruh J.B., Moskalenko A.N., Guillong M., Malyshev S.V. Tectonic evolution of the northern Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt: insights from palaeostress analysis and U–Pb calcite dating // Geol. Mag. 2022. V. 159. № 11–12. P. 2132–2156.

7. Roberts N.M.W., Holdsworth R.E. Timescales of faulting through calcite geochronology: A review // J. Struct. Geol. 2022. V. 158. 104578.

8. Yamaji A. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data // J. Struct. Geol. 2000. V. 22. № 4. P. 441–452.

Т.Н. Палечек¹, А.В. Моисеев¹

**Тектоно-стратиграфические комплексы
юры – нижнего мела Корякского сегмента
Тихоокеанского пояса:
данные микрофаунистического датирования**

Рассматриваемый регион расположен на Северо-Востоке России, на западном побережье Тихого океана и является частью аккреционной окраины Тихоокеанского пояса, сформировавшейся с конца позднего мела до эоцена. Рассматриваемые комплексы входят в состав Западно-Корякской и Анадырско-Корякской складчатых систем. В их составе выделяются несколько террейнов, которые включают различные тектоно-стратиграфические комплексы в возрастном диапазоне от палеозоя по палеоген включительно.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

В работе представлены результаты изучения тектоно-стратиграфических комплексов юры – нижнего мела с использованием радиоляриевого анализа, входящих в состав Берегового террейна (Западно-Корякская складчатая система), Алганского и Майницкого террейнов (Анадырско-Корякская складчатая система).

Западно-Корякская складчатая система

Береговой террейн включает чешуйчато-надвиговые комплексы южной части п-ова Тайгонос (мыс Поворотный, п-ов Елистратова). Мыс Поворотный сложен серией тектонических пластин, разделенных полосами серпентинитовых меланжей. В пределах пластин развиты чешуйчатые структуры, дуплексы, для флиша – горизонты «broken formation» и терригенного меланжа. На южном окончании развиты преимущественно океанические комплексы, которые относятся к кингеевскому типу разреза. Здесь выделяются четыре пластины (кингеев-1, -2, -3, -4), сложенные среднетриасово-нижнемеловыми породами базальт-кремнистой ассоциации, сильнодислоцированными породами дайкового комплекса и амфиболовыми габбро. Все пластины разделены зонами меланжа, в которых встречаются блоки пород дайкового комплекса, ультрабазитов и габброидов. Породы габбро-гипербазитового комплекса рассматриваются как фрагменты меланократового фундамента. Между пластинами кингеев-1, -2 и кингеев-3, -4 залегает пластина, сложенная турбидитами верхней части средней и нижней части верхней юры («Поворотненский» флиш) [1, 4, 9].

Севернее «кингеевского» типа разреза наблюдаются выходы вулканогенно-терригенных образований титона–валанжина («лагерный» тип разреза). Комплекс разбит на ряд пластин, разделенных зоной меланжа. Вулканыты представлены лавами, лавобрекчиями, кластолавами, которые соответствуют вулканитам энсиматических островных дуг [9]. Вулканогенные породы содержат прослои и пачки полимиктового и вулканомиктового терригенного флиша. Структурно вверх островодужный комплекс надстраивается мощной толщей микститов. «Лагерный» и «кингеевский» комплексы разделены зоной Главного серпентинитового меланжа, который включает блоки гранатовых амфиболитов, зеленых сланцев, metabазальтов, метакремней и мраморов [6].

В районе мыса Поворотного нами было проведено микрофаунистическое изучение кремнистых пород, входящих в состав меланжа [4]. Исследованные образцы радиоляритов были отобраны из двух наиболее крупных тектонических элементов района мыса Поворотного – пластины KN-4 и Главного серпентинитового меланжа. В пределах последнего они характеризуют как крупные глыбы кремнисто-базальтовых толщ в сер-

пентинитовом матриксе, так и тектонические чешуи (протяженностью до 1 км) кремнистых аргиллитов, чередующиеся с чешуями метаморфических сланцев. Детальное исследование микрофауны позволило здесь выделить три радиолариевые ассоциации: байос-келловейскую, келловей-оксфордскую и кимеридж-титонскую. Байос-келловейская ассоциация радиоларий обнаруживает черты сходства с радиолариями Орегона [19, 20], келловей-оксфордская с радиолариями мыса Омгон Западной Камчатки [2]; кимеридж-титонская с позднеюрскими (кимеридж-титонскими) ассоциациями Усть-Бельских гор [14], мыса Омгон Западной Камчатки [2] и Антарктики [11].

Анадырско-Корякская складчатая система

Алганский террейн расположен в междуречье Анадыря, Майна и Великой. На северо-западе, в районе Усть-Бельских гор породы Алганского террейна структурно перекрыты комплексами Западно-Корякской складчатой системы.

Представленный материал был собран в Усть-Бельских горах, расположенных на правом берегу среднего течения р. Анадырь. В строении района выделяется покровно-складчатая структура юго-восточной вергентности. В покровно-складчатом сооружении северной части Алганского террейна верхнее структурное положение занимает «Верхняя пластина», в ее состав включены породы, сформированные во фронте позднеюрской–раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги. Породы вулканогенно-кремнистого комплекса предположительно были образованы в пелагических частях глубоководного бассейна. Накопление пород туфотерригенного комплекса происходило в предостроводужной части желоба. Олигостромовые горизонты были сформированы при размыве структур аккреционной призмы. Породы вулканогенно-туфотерригенного комплекса образованы в относительно мелководном окраинно-морском бассейне.

Структурно ниже в пределах тектонических пластин отмечается постепенное омолаживание туфо-терригенных пород с альба по кампан. Здесь были установлены: альб-туронский (Средняя пластина) и сантон-кампанский (Нижняя пластина) этапы роста покровного сооружения. При этом происходило поэтапное вовлечение пластин вулканогенно-кремнистого состава, сначала кимеридж-валанжинского, а затем и кампанского возрастов [13]. Вулканогенно-кремнистые тектоно-стратиграфические единицы содержат глубоководные кремни и базальты N-MORB. Возрасты кремнистых пород указывают на постепенное омоложение субдуцирующей океанической плиты. Геохимический анализ кремнистых осадков указывает, что в поздней юре мог существовать крупный

океанический бассейн, с крупными абиссальями, где обломочная примесь носит низкое влияние.

В результате микропалеонтологических исследований был установлен возраст выделенных тектоно-стратиграфических комплексов. Описаны бат-оксфордская, кимеридж-титонская, титон-берриасская, берриасская и кампанская ассоциации радиолярий. Выявлено, что кремнистые горизонты различных стратиграфических уровней были образованы в разнообразных палеоклиматических зонах; отмечены неоднократные случаи переотложения: позднеааленских–позднебатских радиолярий в кимеридж-титонском матриксе, титон–берриасских радиолярий в кампанских кремнях. Здесь в байосе–бате были установлены слои с радиоляриями – *Parvicingula burnensis* – *Japonocapsa fusiformis*, в оксфорде – *Aitaum yehae* [14]. Изучение таксономического состава титон-берриасских радиоляриевых ассоциаций Усть-Бельских гор показало, что большинство таксонов, присутствующих в ассоциациях северо-западной части Корякии, встречается в разрезах титона–берриаса Северной Америки [16–18], Японии [8,12] и на Антарктическом полуострове [11].

Майницкий террейн расположен в междуречье Великая и Хатырка. Серпентинитовые меланжи слагают основание террейна. Они широко развиты вдоль восточной и южной границы и имеют покровные взаимоотношения с Алякватваамским и Эконайским террейнами [3, 5]. Состав глыб в меланжах разнообразен: гипербазиты, габброиды, плагиограниты, различные вулканиты, кремни, известняки палеозойского–раннемезозойского возраста, фрагменты среднеюрских–раннемеловых вулканогенно-кремнистых пород, амфиболиты, зеленые и глаукофановые сланцы. Офиолиты характеризуются гетерогенным составом [3]. Различаются позднепалеозойские–раннемезозойские и позднемезозойские офиолиты, образованные в океанических и островодужных геодинамических обстановках.

Тектонически выше меланжей залегают комплексы вулканогенно-кремнисто-терригенной чирынайской серии (является аналогом среднеюрской–нижнемеловой алганской свиты [7], описанной выше для Алганского террейна). Породы чирынайской серии перекрыты флишевыми отложениями альба – верхнего мела. Внутренняя структура террейна характеризуется чешуйчатými, надвиговыми структурами с элементами сдвигания фрагментов разрезов. На большей части Майницкой подзоны отложения чирынайской серии лишены органических остатков, но даже в тех местах, где они есть, не всегда удается дать единую трактовку последовательности напластования.

Нами были отобраны образцы кремнисто-терригенных и карбонатных пород из различных пластин и блоков в серпентинитовых меланжах для проведения микропалеонтологического анализа во время экспедиционных

работ в 2021 г. Разрез вулканогенно-кремнистых образований эльгеваямской толщи, входящей в состав чирынайской серии, был изучен по правому борту р. Рытгельвеем. Здесь был выделен представительный комплекс радиолярий хорошей сохранности, свидетельствующий об оксфордском возрасте вмещающих отложений [15].

Таким образом, из приведенных выше описаний, видно, что вопросы строения и стратиграфии верхнеюрско-нижнемеловых отложений различных террейнов еще слабо разработаны, что затрудняет корреляцию разрезов соседних структур. Причиной такого положения является сложное строение исследуемой территории, которое даже для районов, охарактеризованных фауной, позволяет предложить разные варианты интерпретации разрезов. Трудности расшифровки строения обусловлены как труднодоступностью региона, фациальной разнородностью, так и тектоническими причинами, в первую очередь наличием покровов, надвигов, чешуй. Однако, радиоляриевый анализ зарекомендовал себя как один из ведущих методов датирования мезозойских осадочно-вулканогенных образований на Северо-Востоке России, благодаря которому можно не только установить возраст тектоно-стратиграфических комплексов, выяснить их внутреннее строение и реконструировать первичный разрез, но и проводить палеореконструкции, а также решать вопросы, связанные с определением масштабов горизонтальных перемещений аккрегированных палеоокеанических фрагментов.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Вишневецкая В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е. Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // Докл. РАН. 1998. Т. 359. № 1. С. 66–69.

2. Вишневецкая В.С., Басов И.А., Палечек Т.Н., Курилов Д.В. Биостратиграфия юрско-меловых отложений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам // Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое / Ред. Гладенков Ю.Б., Паланджян С.А. М.: Научный мир, 2005. С. 6–54, 48 фототабл.

3. Очерки тектоники Корякского нагорья / Ред. Пушаровский Ю.М., Тильман С.М. М.: Наука, 1982. 220 с.

4. Палечек Т.Н., Паланджян С.А. Юрские радиолярии и возраст кремнистых пород мыса Поворотного, полуостров Тайгонос (Северо-Восток России) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 1. С. 73–94.

5. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с. (Труды ГИН; Вып. 479).

6. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент-Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука. 1999. С. 30–84. (Труды ГИН РАН; Вып. 515).

7. Шмакин В.Б. Литология верхнемезозойских кремнево-терригенных отложений Северо-Корякского нагорья. Автореф. дис. ... канд.-геол.-мин. наук. М., 1988. 16 с.

8. Aita Y. and Okada H. Radiolarians and calcareous nannofossils from the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous strata of Japan and Tethyan regions // Micropaleontology. 1986. V. 32. N 2. P. 97–128.

9. Chekhov A.D., Palandzhyan S.A. Exotic terranes of Taigonos Peninsula, Northeastern Russia // Proc. Intern. Conf. On Arctic Margin. Magadan, 1995. P. 176–178.

10. Hull. D.M. Upper Jurassic Tethyan and southern Boreal radiolarians from western North America // Micropaleontology. 1997. V. 43. N 2. P. 1–202.

11. Kiessling W. Late Jurassic Radiolarians from Antarctic Peninsula // Micropaleontology. 1999. V. 45. P. 1–96.

12. Matsuoka A., Ito T. Updated radiolarian zonation for the Jurassic in Japan and the western Pacific. Sci. Rep. Niigata Univ // Geology. 2019. V. 34. P. 49–57.

13. Moiseev A.V., Gushchina M.Yu., Sokolov S.D., O'Sullivan P.B., Khubanov V.B., Erofeeva K.G., Dubenskiy A.S. Late Paleozoic – Cretaceous paleotectonic reconstructions of NE Asia: Insights from U–Pb dating detrital zircons from sandstones in the Algan and Ust'-Belaya terranes (NE Russia) // J. Asian Earth Sciences. 2023. P. 252.

14. Palechek T.N. Jurassic and Cretaceous Radiolarians of Ust-Belsky and Algan Mountains, Koryak Highland, Chukotka // Stratigraphy and Geological Correlation. 2022. V. 30. № 7. P. 587–702. Pleiades Publishing. Ltd., 2022. 24 figs., 70 plates.

15. Palechek T.N., Moiseev A.V. Middle Jurassic – Lower Cretaceous Radiolarians of Koryak Segment of Circum-Pacific Fold Belt // Russian Journal of Pacific Geology. 2024. V. 18. № 6. P. 637–659. Pleiades Publishing, Ltd, 2024.

16. Pessagno E.A., Blome C.D., Hull D.M., Six W.M. Jurassic Radiolaria from the Josephine Ophiolite and Overlying Strata, Smith River Subterrane (Klamath Mountains), Northwestern California and Southwestern Oregon // Micropaleontology. 1993. V. 39. N 2. P. 93–166.

17. Pessagno E.A., Meyerhoff J.R.D., Pujana I. Correlation of Circum-Pacific Upper Tithonian Boreal and Tethyan strata: synthesis of Radiolarian and Ammonite biostratigraphic and chronostratigraphic data // GEOBIOS, M.S. 1994. V. 17. P. 395–399.

18. Pessagno E.A., Cantú-Chapa A., Mattinson J.M., Meng Xiangying, Karimnia S.M.. The Jurassic-Cretaceous boundary: new data from North America and the Caribbean // Stratigraphy. 2009. V. 6. N 3. P. 185–262.

19. *Yang Q.* Middle Jurassic (Bajocian) Radiolaria from the Snowshoe Formation, East-Central Oregon and the Officerence Zone Worldwide» // Bull. Nat. Museum Nat. Sci. 1995. V. 6. P. 55–89.

20. *Yeh Kuei-yu*, Taxonomic Studies of Lower Jurassic Radiolaria from East–Central Oregon // Spec. Publ. Nat. Mus. Nat. Sci. 1987. V. 2. P. 1–169.

**Н.А. Пальшин¹, А.Н. Иваненко¹, А.А. Пейве²,
С.А. Меркурьев³**

**Особенности строения приосевой части
Срединно-Атлантического хребта
между трансформными разломами
Чарли-Гиббс и Максвелл по магнитным данным**

Срединно-Атлантический хребет (САХ) относится к медленно-срединговым хребтам, где встречаются сегменты как с нормальным, так и с косым направлением спрединга, и для которых характерно развитие нетрансформных смещений. Широко распространены амагматические участки с нестратифицированной корой и пологие сбросовые деформации (detachments), которые компенсируют существенную часть относительного латерального движения плит и могут приводить к образованию внутренних океанических комплексов (ВОК). Исследуемый район САХ относится именно к таким сложно построенным, сегментированным участкам.

Анализ батиметрических данных и вещественного состава драгированных пород показал, что исследуемый район характеризуется существенной редуцированностью вулканизма. На поверхность дна выведены глубинные породы: габбро и перидотиты, причем последние часто характеризуются высокой степенью серпентинизации [1]. Геомагнитные измерения, выполненные в 2020 и 2022 гг. в 50 и 53 рейсах НИС «Академик Николай Страхов» на участке САХ между трансформными разломами Чарли-Гиббс и Максвелл, с помощью современных измерительных

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва

³ Санкт-Петербургский филиал института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова, РАН, Санкт-Петербург

средств позволили существенно дополнить базу геомагнитных данных в районе исследования [2].

Была также выполнена идентификация линейных магнитных аномалий с учетом новых геомагнитных данных, что позволило уточнить ранее полученные результаты [3] и расширить исследуемую территорию на юг вплоть до трансформного разлома Максвелла. По новым и архивным данным был построен грид аномального магнитного поля для исследуемого района, и с помощью метода инверсии Фурье было рассчитано распределение эффективной намагниченности в вертикально однородном слое мощностью 1000 м (рис. 1).

Обращает на себя внимание существенная изменчивость эффективной намагниченности как в центральной положительной полосе (эпоха Брюнес), так и во всей исследованной более широкой полосе с возрастом до 6 млн лет, в зависимости от широты (вдоль САХ), что позволило нам провести районирование в пределах рассматриваемой области. По распределению идентифицированных линейных аномалий и эффективной намагниченности выделяются те же пять тектоно-магматических сегментов, что и в работе [1].

Дополнительно были выделены три аномальные зоны А, В и С (рис. 1), где центральная зона положительной намагниченности, советующая эпохе Брюнес, имеет аномальное строение, а типичная структура линейных магнитных аномалий нарушается. Для детального анализа были выбраны пять характерных профилей (рис. 1). Первый и пятый профили располагаются соответственно в пределах первого и пятого сегментов, характеризующихся нормальным спредингом с выраженными линейными аномалиями. Второй профиль характеризует аномальную зону А, третий – аномальную зону В и четвертый – зону С, то есть профили 2–4 характеризуют амагматические участки исследуемого района.

На рис. 2 приведены двумерные модели эффективной намагниченности для этих профилей. Отметим отличие моделей для первого и пятого профилей, расположенных соответственно в первом и пятом сегментах, характеризующихся традиционной «правильной» структурой магнитоактивного слоя с выраженными линейными аномалиями, которые обусловлены небольшим по мощности залегающим на поверхности дна сплошным базальтовым слоем, от остальных моделей, построенных для выделенных амагматических участков (аномальных зон).

Мощность магнитоактивного слоя на первом профиле, за исключением центральной положительной зоны, не превышает 1000 м. Высокие значения намагниченности соответствуют сплошному базальтовому слою, залегающему непосредственно под поверхностью дна. Пониженные значения эффективной намагниченности на профилях, пересекающих амагматические участки объясняются тем что в них, а возможно и в сегментах

2 и 3, базальты не образуют сплошного слоя, поскольку благодаря редуцированному объему изверженных пород на поверхности дна, обнажаются глубинные породы: габброиды и перидотиты, для которых типичны существенно меньшие значения остаточной намагниченности [4].

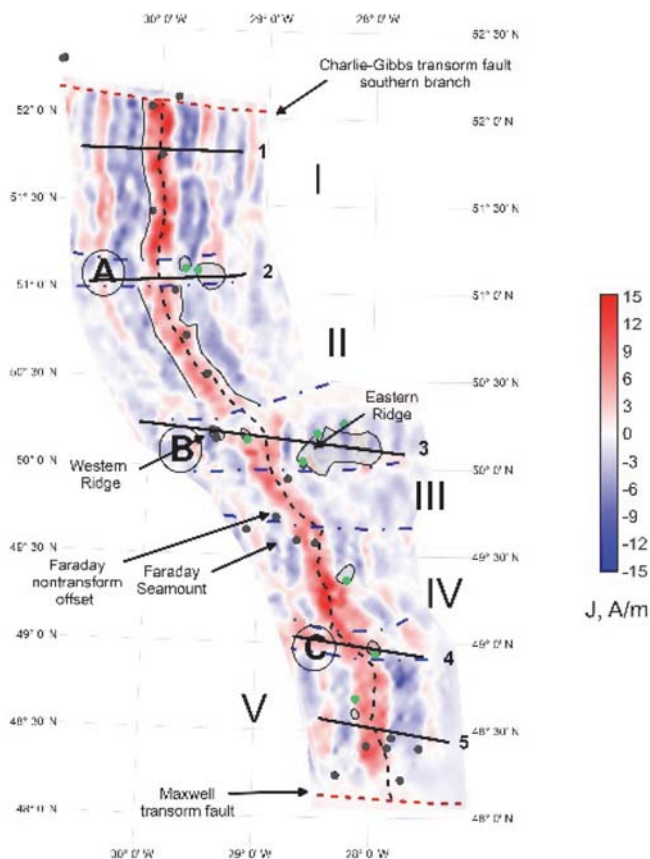


Рис. 1. Модель эффективной намагниченности J , А/м, вертикально однородного слоя мощностью 1000 м.

Черная пунктирная линия – ось спрединга, красные пунктирные линии – трансформные разломы, черная линия – граница центральной положительной аномалии (Брюнес). Синими пунктирными линиями обозначены границы аномальных зон А, В и С и граница между сегментами III и IV (см. текст). Черные контуры – области, в которых предполагается наличие внутренних океанических комплексов (ВОК). Черные кружки – положение драгировок с базальтами, зеленые кружки – положение драгировок с глубинными породами (габбро и/или перидотиты). Римские цифры соответствуют тектономагматическим сегментам, идентифицированным в [1]. 1–5 – характеристические профили (см. ниже)

На флангах амагматических участков (профили 2, 3 и 4) выделены блоки, где мощность магнитоактивного слоя увеличена и достигает 2–3 км. Блоки с большой мощностью магнитоактивного слоя, предположительно, маркируют зоны тектонической раздробленности, для которых характерна

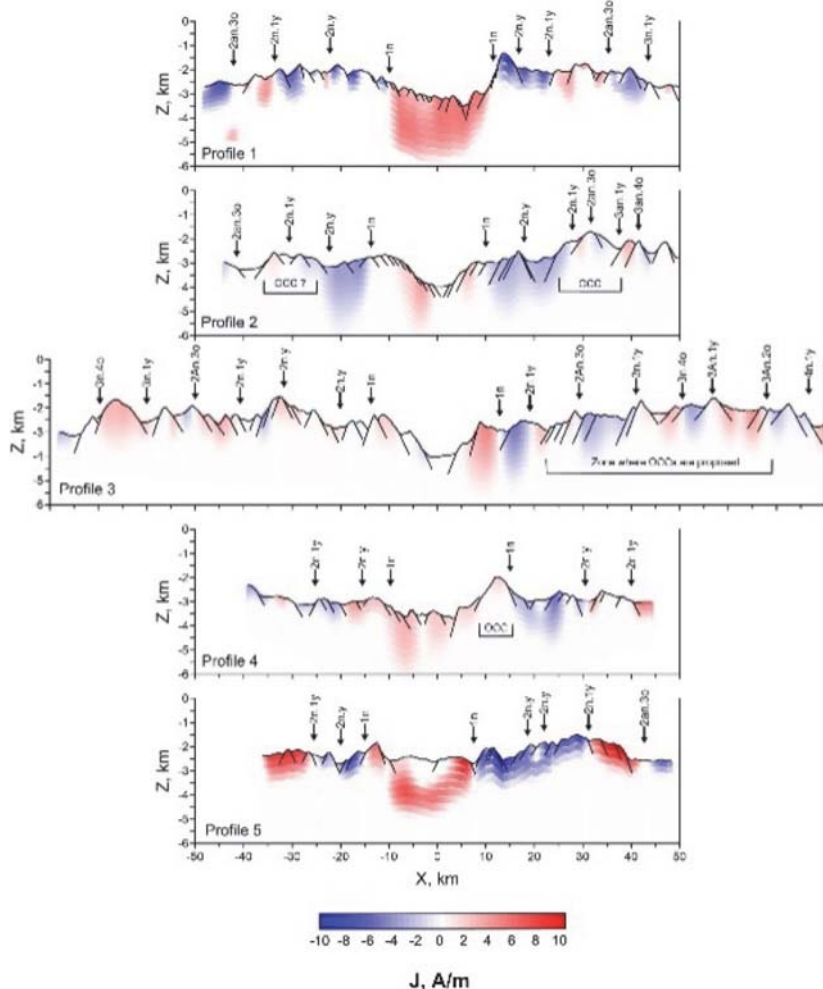


Рис. 2. Двумерные модели магнитоактивного слоя для профилей 1-5 (см. рис. 1).

Условные обозначения: J, А/м – эффективная намагниченность, Z, км – глубина океана, X, км – расстояние от оси хребта. Показаны предполагаемые зоны разломов и местоположения ВОК. Соотношение вертикального и горизонтального масштаба составляет 1×5

гидротермальная циркуляция. В таких блоках следует ожидать относительно глубокое залегание изотермы Кюри и существование областей образования серпентинитов. Именно в амагматических участках предполагается существование ВОК, для которых характерны низкие значения эффективной намагниченности.

Геохронологическую информацию на изучаемом участке САХ несут как базальты, кристаллизующиеся в осевой части рифта у поверхности дна за короткий промежуток времени и обладающие высокой остаточной намагниченностью, так и габбро, которые, напротив, формируются на больших глубинах в течение длительного времени, не синхронного с излиянием базальтов. Они характеризуются более низкими значениями остаточной намагниченности, чем базальты. Представляется, что серпентиниты, образование которых связано с гидротермальными системами, приуроченными к долгоживущим пологим сбросовым деформациям (detachments), также могут нести геохронологическую информацию.

Несмотря на то, что амагматические области, где предполагается присутствие ВОК, характеризуются смещениями и/или вращениями ранее образовавшихся (и намагнитившихся) блоков по отношению к их первоначальному положению в осевой зоне [5], в нашем случае эксгумированные глубинные породы также несут геохронологическую информацию. Однако, оценки возраста коры, полученные на основе линейных аномалий, выявленных в амагматических зонах, могут быть содержать некоторую погрешность.

Литература

1. *Пейве А.А., Соколов С.Ю., Иваненко А.Н., Разумовский А.А., Пати-на И.С., Боголюбский В.А., Веклич И.А., Денисова А.П., Добролюбов В.Н., Докашенко С.А, Иванова Е.С., Лапина С.А., Наумов И.А., Никитин Н.С., Уразмуратова Н.С.* Аккреция океанской коры в Срединно-Атлантическом хребте (48–51.5° с.ш.) в ходе «сухого» спрединга // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163. DOI: 10.31857/S2686739722602083

2. *Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Веклич И.А., Шишкина Н.А.* Геоманнитные исследования в Северной Атлантике // Океанология. 2023. Т. 63. № 5. С. 796–812. DOI: 10.31857/S0030157423050131, EDN: PWDMT0

3. *Merkouriev S., DeMets C.* A high resolution model for Eurasia-North America plate kinematics since 20 Ma // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 173. N 3, P. 1064–1083, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03761.x

4. *Gee J.S., Kent D.V.* Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity reversals / Ed. by M. Kono. *Treatise on Geophysics, Geomagnetism.* Amsterdam: Elsevier, 2007. V. 5. P. 455–508.

5. *Mallows C., Searle R.C.* A geophysical study of oceanic core complexes and surrounding terrain, Mid-Atlantic Ridge 13–14°N // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. V. 13, Q0AG08. doi:10.1029/2012GC004075.

А.В. Параничева^{1,2}, Е.П. Исаева^{2,3}

Результаты специализированных полевых геологических работ в западной части Амгуэмской зоны сдвиговых дислокаций

Участок полевых работ расположен в бассейне реки Танюрер, в среднем течении ее левого притока, реки Китепвеем, в той части, где русло глубоко врежется в складчатый комплекс, представленный стратифицированными образованиями палеозойского и мезозойского возраста и прорванный сложной системой даек, которая была детально охарактеризована впервые.

Амгуэмская зона сдвиговых дислокаций, или шовная зона, в опубликованных материалах выделяется как предполагаемое под комплексами ОЧВП восточное продолжение Южно-Анхойской сутуры (ЮАС), зоны сочленения трех складчатых областей – Новосибирско-Чукотской, Верхояно-Колымской и Корьякско-Камчатской [1]. В ходе полевых работ получены результаты, подтверждающие интерпретацию потенциальных полей и материалов опорного глубинного геофизического профиля 2-ДВ-А о невозможности такой конфигурации ЮАС и выделении Амгуэмской зоны как региональной сдвиговой зоны или зоны сдвиговых дислокаций на периферии жесткого кратонного блока.

Основной задачей полевых исследований было изучение структурных характеристик Амгуэмской зоны сдвиговых дислокаций, изучение и опробование терригенных отложений палеозойско-раннемезозойского и позднюрско-раннемелового структурно-вещественных комплексов (СВК) с целью установления источников сноса, сравнительной характеристики состава и возраста популяций детритовых цирконов с одновозрастными СВК Новосибирско-Чукотского кратонного террейна. Работы включали

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

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

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

в себя замеры элементов залегания, трещиноватости, слоистости, кливажа, гнейсовидности, борозд скольжения, комплексное опробование как стратифицированных, так и интрузивных образований.

В геологическом строении изученной части Амгуэмской зоны участвуют интенсивно дислоцированные карбонатно-терригенные СВК каменноугольного и пермского возраста, метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма и менее дислоцированные, практически не метаморфизованные вулканогенно-терригенные образования позднеюрско-раннемелового возраста [2]. Стратифицированные комплексы прорваны как раннемеловыми (апт) интрузиями основного–кислого состава (апофизами близрасположенного Уэленейвеемского гранитоидного массива), так и специфическим комплексом даек, маркирующим региональную зону растяжения.

По результатам полевых наблюдений и обработки структурных данных установлено различие в степени деформации палеозойско-раннемезозойского и позднемезозойского СВК. Для первого комплекса характерны преимущественно закрытые или сжатые ассиметричные линейные складки с юго-восточным погружением шарниров. На всей протяженности выходов палеозойско-раннемезозойского СВК фиксировались три основные системы трещин: кливаж параллельный и веерообразный и наложенная система трещин растяжения со сдвиговой кинематикой. Реже встречалась и четвертая система трещин со взбросовой и сбросовой кинематикой.

Позднеюрский–раннемеловой СВК резко отличается от палеозойско-раннемезозойского отсутствием интенсивных пликативных деформаций и слабо проявленной разрывной тектоникой. Системы трещин представлены относительно выдержанным послойным кливажом с падением в северо-восточных румбах; секущими по отношению к нему полого ориентированными трещинами и субвертикальными трещинами растяжения со смещениями в первые сантиметры.

Характерной особенностью участка является большое количество разрывных нарушений разного порядка и, по-видимому, сформировавшихся на разных тектонических этапах – это разломы с преимущественно сдвиговой, сбросо- или взбросо-сдвиговой кинематикой северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания, с крутонаклонными или пологими, вплоть до горизонтальных, сместителями. В висячих крыльях сдвигов первого порядка фиксируется интерференционная складчатость, как результат наложения как минимум двух тектонических этапов. Левосторонние сдвиговые и сбросо-сдвиговые перемещения наложены как на послойный, так и на веерообразный кливаж и выражаются развитием по поверхностям борозд скольжения с северо-западным погружением.

Взаимопересекающиеся системы трещин и разломов на этапе растяжения послужили каналами для внедрения дайкового комплекса. Этот комплекс трассирует зону сдвиговых дислокаций и представлен телами андезитов относительно небольшой мощности (до первых метров) и сложной конфигурации, полностью наследующей тектонически ослабленные зоны. Так, встречены системы даек, где от субвертикально ориентированных или крутонаклонных магмаподводящих каналов по системе пологих трещин идет разветвление тел с формированием лестничных систем, а в зонах пересекающихся разрывных нарушений разных этапов деформации тела андезитов формируют своеобразную сеть, «пропитывающая» ослабленную зону.

Геологический возраст дайкового комплекса может быть определен как допозднеюрский, так как дайки прорывают палеозойско-раннемезозойский СВК, но в позднеюрско-раннемеловом СВК этот комплекс не проявлен.

Предварительно для Амгуэмской зоны выделяются 4 основных этапа деформаций:

1. Этап сжатия (допозднеюрский) – формирование складчатых структур, сопровождающееся региональным метаморфизмом низких ступеней и левосдвиговыми перемещениями по разломам.

2. Этап растяжения (допозднеюрский) – внедрение комплекса даек по тектонически ослабленным зонам.

3. Этап сжатия (раннемеловой) – формирование систем кливажа в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях. Этот этап может быть связан с начальной стадией формирования ОЧВП.

4. Этап растяжения (позднемеловой–палеогеновый) – формирование трещин растяжения и сдвиговых деформаций северо-восточной вергентности, проявленных как в палеозойско-раннемезозойском, так и мезозойском СВК и может быть связан с заложением прогибов типа пул-апарт.

Литература

1. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Анхойской сутуры. // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.

2. Чубаров В.И., Виткин В.И. Государственная геологическая карта 200/1 к листу Q-60-IX, X. Министерство геологии СССР, 1988.

**Сейсмостратиграфический подход
к палеогеографическим реконструкциям на примере
соленовского кризиса раннего олигоцена
в Восточном Паратетисе**

На основе синтеза палеогеографических данных по трансгрессивным этапам олигоцена нами разработана структурно-палинспатическая модель рельефа дна соленовского бассейна. Основой для определения глубин палеоповерхности послужили результаты исследований авторов и предшествующие реконструкции [1, 3, 4]. На базовые карты наносились данные о глубинах, полученные по результатам сейсмостратиграфического анализа. Модель также учитывает изменения геодинамической структуры региона. Для этого были сняты последствия сдвига вдоль Крымско-Копетдагской зоны концентрированных деформаций предплиоценового возраста. Подробное описание и палинспатическая реконструкция движений по ней приведены ранее [2]. Основные движения вдоль сдвиговой зоны произошли в позднемиоценовое или позднее, в плиоцен-четвертичное время. Амплитуда сдвига за этот период составила порядка 150–200 км.

Для составленной модели рельефа были реконструированы изменения береговой линии и контуров осадочного бассейна при изменении уровня вод в нем на протяжении соленовского века второй половины раннего олигоцена.

В трансгрессивный этап (начало соленовского времени) большая часть шельфа (Север Предкавказья, Ергени, Северный Каспий и Казахстан) представляла собой область мелководно-морской седиментации. В глубоководных частях шельфа (южные и центральные районы Предкавказья, Средний Каспий) формировались клиноформенные тела, глубины северного шельфа Восточного Паратетиса составляли 150–300 м, увеличиваясь на юг. Здесь шельф переходил в систему депрессий (Западно-Кубанский, Терско-Мангышлакский и Североустюртский прогибы и Куринскую впадину), где глубина достигала 500 м и более, открываясь в глубоководные впадины Черного моря и Южного Каспия.

При падении уровня воды на 100–150 м границы бассейна изменялись незначительно, береговая линия южных окраин отступила на первые километры. На северных шельфах изменения были более заметны, но основная часть оставалась под водой, образуя мелководные заливы.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

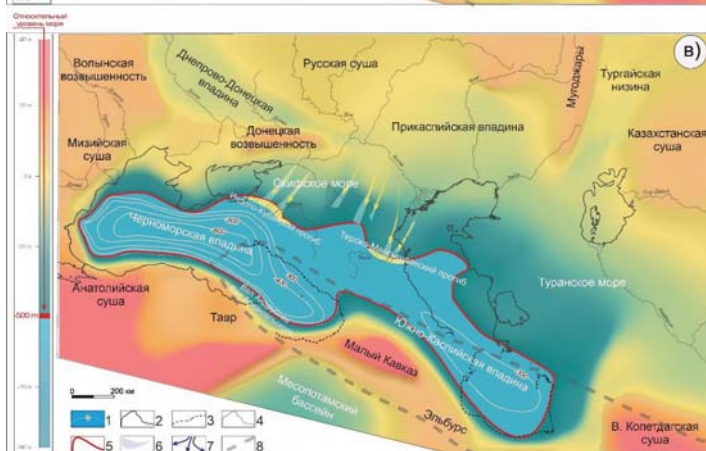
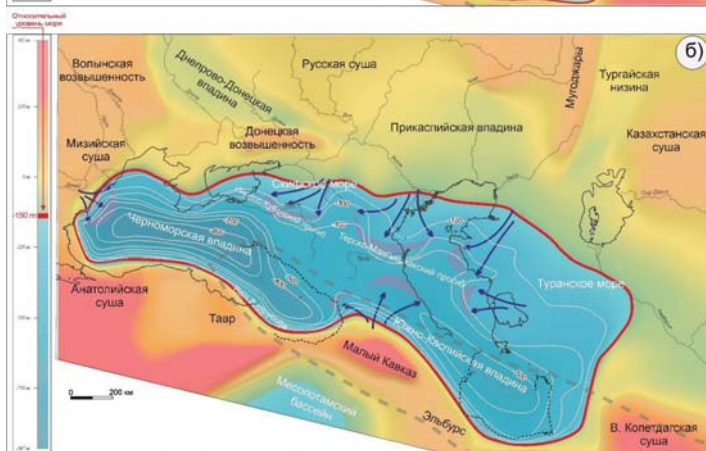
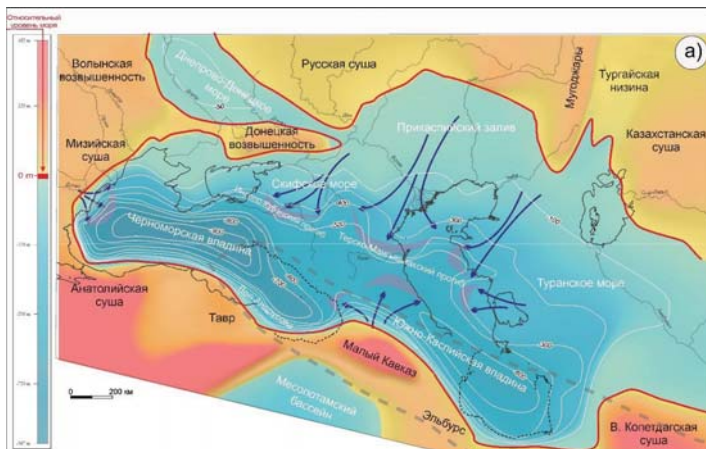


Рис 1. Миграция береговой линии Восточного Паратетиса при колебаниях относительного уровня моря:

а – максимум трансгрессивного этапа в начале соленовского века. Относительный уровень моря, принятый за 0 м; б – начало регрессии второй половины раннесоленовского времени. Относительный уровень моря –150 м; в – максимум регрессии. Позднесоленовское время. Относительный уровень моря –500 м. 1 – предполагаемые изолинии палеоглубин; 2 – современные береговые линии морей; 3 – береговые линии морей, перемещенные с учетом движений по зоне Крымско-Копетдагских деформаций; 4 – реки; 5 – береговая линия Восточного Паратетиса; 6 – области формирования клиноформ; 7 – направление переноса терригенного материала; 8 – абразионные уступы; 9 – врезанные долины палеорек и направление переноса в них терригенного материала; 10 – границы Крымско-Копетдагской сдвиговой зоны деформаций

В глубоководных областях сохранялись условия некомпенсированной седиментации.

При дальнейшем падении уровня моря в конце соленовского века бассейн претерпел более масштабные изменения. Практически вся территория северных шельфов осушалась, и граница береговой линии смещалась южнее на 100 и более километров. Вода сохранялась лишь в наиболее глубоко погруженных областях: Кубанских и Терско-Мангышлакском прогибах, Черноморской и Каспийской впадинах. Амплитуда падения уровня моря при регрессии в позднесоленовское время оценена исходя из результатов измерения высоты абразионного уступа и глубины врезов. Она составляла около 450–500 м.

Проведенные исследования позволили апробировать ряд методических приемов сейсмостратиграфического анализа, применимых для восстановления палеогеографии регрессивных эпизодов бассейнов закрытого типа на примере Восточного Паратетиса. Области применения этого подхода достаточно широки и разнообразны. Выявление и картирование описанных особенностей структуры и эрозионно-седиментационных режимов замкнутых бассейнов и особенности учета глубин палеобассейнов может применяться при моделировании осадочных бассейнов и углеводородных систем, когда вместо эвстатической кривой необходимо задавать собственные значения колебаний уровня вод. Также определение соотношения областей и типов седиментации с областями эрозионных процессов значимо при составлении местных и региональных стратиграфических схем.

Литература

1. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии / Ред. Ю.Г. Леонов, В.А.

Быкадоров, Ю.А. Волож, Т.Н. Хераскова и др. Алма-Ата: НИИ природных ресурсов ЮГГЕО, 2002.

2. Патина И.С., Леонов Ю.Г., Волож Ю.А., Конн М.Л., Антипов М.П. Крымско-Копетдагская зона концентрированных орогенических деформаций как трансрегиональный позднеколлизийный правый сдвиг // Геотектоника. 2017. № 4. С. 17–30.

3. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 3–26.

4. Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В., Бугрова Э.М., Сычевская Е.К., Щерба И.Г., Андреева-Григоревич А.С., Запорожец Н.И., Николаева И.А., Конн М.Л. Палеоген Щерба И.Г. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Часть 1. Поздний эоцен – ранний миоцен. Тр. ПИН РАН. Т. 292. М.: Научный мир, 2009. 178 с.

**В.А. Пенкина¹, П.Д. Котлер¹, К.Е. Дегтярев²,
А.А. Третьяков²**

Силурийский этап развития северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента: состав, возраст и обстановка формирования вулканических и вулканогенно-осадочных пород

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающей палеозойды Казахстана, Тянь-Шаня и северо-западного Китая, раннепалеозойские складчатые сооружения могут быть объединены в Казахстанский палеоконтинентальный блок. В его составе выделяются Казахстан-Северо-Тяньшаньская и Бошекуль-Чингизская области. В Кокчетав-Северо-Тяньшаньской области, которая охватывает Северный, запад Центрального и Южный Казахстан, а также Северный Тянь-Шань, блоки с докембрийской континентальной корой совмещены с комплексами раннепалеозойских островных дуг. В строении Бошекуль-Чингизской области, расположенной на северо-востоке и востоке Казахстана, со-

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

четаются образования раннепалеозойских островных дуг и бассейнов с океанической корой [2, 5]. Границы Казахстанского палеоконтинента маркируются Казахстанским вулканическим поясом, формирование которого происходило с течение второй половины раннего силура – среднего девона [3].

В настоящей работе рассматриваются силурийские вулканогенно-осадочные комплексы, распространенные на востоке Казахстанского палеоконтинента, в пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны Бошекуль-Чингизской области [2]. Силурийские образования развиты на юго-западе и северо-востоке этой зоны, где занимают различное структурное положение. На юго-западе они согласно залегают на терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных толщах верхнего ордовика. В нижней части (альпеисская свита) разреза здесь преобладают песчаники и алевролиты, реже встречаются эффузивы средне-основного состава (альпеисская свита), которые вверх сменяются вулканитами и туфами основного, а иногда – средне-кислого состава (жумацкая свита). Завершают разрез красноцветные терригенные толщи [1, 3, 4]. На северо-востоке Чингиз-Тарбагатайской зоны силурийские толщи с несогласием залегают на различных нижнепалеозойских комплексах и представлены пестроцветными вулканогенно-осадочными толщами (доненжальская и аягузская свита) [1].

Силурийские и все более древние толщи Чингиз-Тарбагатайской зоны прорваны гранитоидами сарыкольского комплекса, для которых получены позднесилурийские U-Pb оценки возраста в интервале 428–425 млн лет [7]. Гранодиориты и граниты сарыкольского комплекса слагают крупные массивы северо-западного простирания и являются магнезиальными, щелочно-известковыми и низко-умеренноглиноземистыми породами [7].

Нами был изучен разрез доненжальской свиты к востоку от гор Доненжал в окрестностях горы Жаланашенрекей, где она слагает брахисинклинальную складку (6×10 км) северо-западного простирания. Здесь доненжальская свита с несогласием залегают на более древних толщах, имеет общую мощность до 1000 м и может быть разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена туфоконгломератами, косослоистыми зелеными и красноцветными песчаниками различной зернистости, чередующимися с алевролитами и содержащими линзы и горизонты органогенных известняков, серо-зеленых известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с многочисленной бентосной фауной. Верхняя подсвита отличается существенно вулканогенным и вулканогенно-осадочным характером разреза и сложена красноцветными туфобрекчиями, дресвяниками, грубозернистыми косослоистыми туфопесчаниками и алевролитами, витро-литокластическими туфами кислого состава, лавами трахиандезибазальтов. Также в пределах верхней подсвиты выделен экс-

трузивный вулканический купол дацитов. На основании изучения органических остатков нижняя подсвита доненжальской свиты отнесена к доненжальскому горизонту верхов лландоверийского отдела силура, а породы верхней подсвиты – условно к богутскому горизонту венлокского отдела. Авторами опробованы эффузивы и вулканогенно-осадочные породы доненжальской свиты с целью их изучения современными прецизионными геохимическими и геохронологическими методами.

В нижней подсвите изучены туфоконгломераты, залегающие в ее основании, и красноцветные туфопесчаники с мелкой косой слоистостью. Туфоконгломераты сложены окатанными обломками амфиболовых андезидацитов и дацитов, которые погружены в матрикс из лиловых мелко-среднезернистых литит-полевошпатовых туфопесчаников с обломками амфиболов, реже, кварца. Среди пород верхней подсвиты изучены красноцветные среднезернистые туфопесчаники литит-полевошпатового состава с содержанием обломков кварца до 10%. Здесь они совместно с дресвяниками и туфоалевролитами слагают мощную пачку туфогенно-осадочных пород с волнистой и грубой косой слоистостью, которая находится между потоками эффузивов трахиандезибазальт-трахиандезитового состава. Большая часть верхней подсвиты сложена лавами такого же состав в общей мощностью более 300 м. Среди них встречаются лиловые витро-литокластические туфы кислого состава с обломками дацитов, риолитов и/или игнимбринов. Риолитовые туфы венчают разрез свиты в ядре синклинали и располагаются вблизи экструзивного тела, сложенного пироксеновыми трахидацитами. Эффузивы являются крупнопорфировыми и миндалекаменными породами, иногда сильно гематитизированными. По петрохимическому составу они являются субщелочными породами, относящимися к высококаалиевой известково-щелочной и шшонитовой сериям, они обогащены TiO_2 (1.7–2.3 мас.%) и P_2O_5 (0.5–0.9 мас.%), имеют повышенные содержания Al_2O_3 (15.6–18.6 мас.%) и Fe_2O_3 (9.0–10.8 мас.%) при низком MgO (2.1–3.5 мас.%).

Формирование доненжальской свиты, возможно, происходило в тыловой части Казахстанского вулканического пояса в обстановке растяжения, которое сопровождалось бимодальным вулканизмом.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-77-10050, <https://rscf.ru/project/24-77-10050/>.

Литература

1. Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 149 с.
2. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

3. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Проблемы геологии орогенного силура и структуры с непрерывными разрезами в каледонидах Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 64–82.

4. Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою (г. Алма-Ата, 1986 г.). Часть I: Докембрий и палеозой. Алма-Ата: ИГН им. Сатпаева. 1991. 150 с.

5. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозойд Казахстана // Литосфера. 2019. Т. 19. № 3. С. 347–371.

6. Koren` T., Popov L.E., Degtjarev K.E., Kovalevsky O.P., Modzalevskaya T.L. Kazakhstan in the Silurian // Silurian Lands and Seas. Paleogeography Outside of Laurentia: New York State Museum Bulletin. 2003. V. 493. P. 323–343.

7. Kotler P.D., Khromykh S.V., Degtyarev K.E., Kulikova A.V., Tsareva M.D., Penkina V.A. Stages of Granitoid Magmatism in the Eastern Part of the Kazakhstan Composite Continent in the Early–Middle Paleozoic // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 518. P. 1415–1422.

**А.А. Перфилова¹, И.Ю. Сафонова^{1,2}, Г.С. Бискэ³,
Д.Л. Конопелько³**

Реконструкция областей сноса эдиакарских и среднепалеозойских обломочных пород Узбекского и Кыргызского Южного Тянь-Шаня

Структура Южного Тянь Шаня (ЮТШ) относится к юго-западному сегменту Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), сформированного в ходе эволюции Палеоазиатского океана (ПАО) [3, 8]. Образование ЮТШ связано с закрытием Туркестанской ветви ПАО и последующей коллизией Казахстанского континентального блока на севере и Каракумского (Каракум-Таджикского) микроконтинента и Таримского континента на юге в позднем карбоне [1, 6]. ЮТШ представляет собой складчато-надвиговой пояс и протягивается более чем на 2000 км с запада

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

³ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

на восток по территории Узбекистана, Киргизии и Китая. В его пределах выделяются реликты докембрийской коры, океанические и надсубдукционные офиолиты, средне-позднепалеозойские породы аккреционных комплексов, метаморфические породы, отложения пассивных и активных краин континентов, включающие терригенные и карбонатные породы [6, 8, 15].

Нами были изучены обломочные породы из эдиакарских и силурийско-девонских стратиграфических подразделений в пределах Узбекского и Киргизского ЮТШ. В Узбекском ЮТШ отобраны породы бесапанской и калтадаванской свит эдиакарского возраста в районе гор Тамдытау и Букантау (Кызылкумский сегмент) и силурийской байменской свиты на северном склоне хребта Нуратау. В Киргизском ЮТШ образцы из силурийско-девонской каиндинской свиты, силурийских и эдиакарских толщ отбирались вдоль северного склона Алайского хребта. Эдиакарские свиты представлены мощными ритмично-слоистыми флишоидными осадками в Узбекском ЮТШ, тогда как в Киргизском ЮТШ таковые были встречены только в виде фрагментов в терригенном меланже с глинисто-алевритовым матриксом. Силурийские и силурийско-девонские стратиграфические подразделения в обоих сегментах ЮТШ представлены турбидитовыми ассоциациями, которые встречаются в основном в виде тектонических пластин. Все изученные обломочные породы находятся в ассоциации с океаническими осадками (кремнями, кремнистыми и глинистыми алевролитами и аргиллитами) и базальтами, островодужными вулканитами и известняками. Ранее возраст стратиграфических подразделений был установлен по находкам микрофоссилий в кремнистых породах и известняках [1, 2, 4]. Определение возраста обломочных пород (песчаников) затруднено в связи с плохой сохранностью в них фоссилий из-за высокой степени их дислоцированности, а недостаток современных аналитических данных по песчаникам (циркометрия, геохимия, изотопия) затрудняет усовершенствование тектонических реконструкций в регионе.

Данные по U-Pb датированию обломочных цирконов показали, что для эдиакарских песчаников характерны пики на 624 и 608 млн лет (Узбекский ЮТШ) [12] и 608 млн лет (Киргизский ЮТШ) с возрастными осадконакопления – 570, 568 и 580 млн лет соответственно. Для силурийского песчаника Узбекского ЮТШ характерен пик на 445 млн лет [12] с нижней границей осадконакопления 434 млн лет (верхи лландовери). Для силурийско-девонского песчаника Киргизского ЮТШ получен пик на 420 млн лет с нижней границей осадконакопления 401 млн лет (эмский ярус раннего девона). Для всех изученных песчаников характерны схожие распределения U-Pb возрастов с пиками на 650–570, 870–730, 1050–900 и 2400 млн лет и менее выраженным пиком на 1800 млн лет, что предпола-

гает единую питающую провинцию. Такие возрастные пики соответствуют возрасту магматических пород фундамента Таримского кратона [16].

Все изученные песчаники преимущественно мелко-среднезернистые с низкой до средней степени сортировки обломочного материала. Они сложены угловатыми, плохо окатанными, реже окатанными зёрнами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, фрагментами андезитов и дацитов, метаморфических (кварциты, сланцы) и осадочных (кремни, аргиллиты) пород. По классификации [5] песчаники относятся к кварцевым и полевошпат-кварцевым грауваккам и граувакковым аркозам. Согласно геохимической диаграмме [14] они являются граувакками и литаренитами. По значениям индексов ICV [9] и CIA [13] песчаники Узбекского ЮТШ (0.9–1.2; 68–72) – более зрелые осадки с низкой до умеренной степенью выветривания в области сноса, тогда как песчаники Киргизского ЮТШ (1.2–6.4; 34–70) – незрелые с низкой степенью выветривания. Областью сноса для всех песчаников могли послужить рециклированный ороген [10], континентальная дуга и/или активная континентальная окраина [7, 11].

Изотопные исследования показали, что все эдиакарские песчаники характеризуются отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ от -15 до -7 с модельными возрастными T_{DM} в интервале от 2.1 до 1.8 млрд лет. Для силурийско-девонских песчаников также получены отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(t)$ от -16 до -7 с модельными возрастными T_{DM} от 2.5 до 1.7 млрд лет. Эти данные указывают на присутствие рециклированного материала докембрийской коры в питающей провинции. Несколько отличающиеся данные получены по изотопам Hf в цирконах. Эдиакарские песчаники Узбекского ЮТШ характеризуются широким разбросом значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ от -20 до $+10$, что предполагает наличие в питающей провинции как материала древней континентальной коры, так и ювенильных источников [12]. Для эдиакарских песчаников Киргизского ЮТШ получены преимущественно положительные или близкие к нулю значения $\epsilon\text{Hf}(t)$ от -0.4 до $+10$. Силурийско-девонские песчаники также характеризуются разбросом значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ от -20 до $+4$ для Узбекского ЮТШ [12] и $\epsilon\text{Hf}(t)$ от -10 до $+1$ для Киргизского ЮТШ.

Совокупность полученных геологических, петрографических и изотопно-геохимических данных позволяет предположить, что эдиакарские песчаники Узбекского и Киргизского ЮТШ были накоплены при разрушении зрелой внутриокеанической дуги по типу Японской, либо при разрушении молодой активной окраины Гондваны. При этом наличие блоков островодужных пород эдиакарского возраста в Южном Тянь-Шане [12] позволяет предположить, что на южной активной окраине Туркестанской ветви ПАО существовала протяженная система островных дуг. Образование силурийско-раннедевонских песчаников, вероятнее всего,

связано с разрывом континентальной дуги или активной континентальной окраины. Таким образом, полученные данные подтверждают, как минимум, два периода субдукционных событий на конвергентных окраинах ПАО: эдиакарский и силурийско–раннедевонский.

Литература

1. Бискэ Ю.С. Палеозой Южного Тянь-Шаня. Геологическая структура и история развития. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского ун-та, 1996. 194 с.
2. Дженчураева А.В., Захаров И.Л., Жуков Ю.В., Гетман О.Ф., Максумова Р.А., Неевин А.В., Ногаева Л.П., Риненберг Р.Е. Стратифицированные образования Кыргызстана. Бишкек: Изд-во КРСУ, 2015. 338 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. I. М.: Недра, 1990. 328 с.
4. Осмонбетов К.О., Кнауф В.И., Королев В.Т. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе, Илим. 1982. Кн. 1, 357 с.; Кн. 2, 245 с.
5. Шутов В.Д., 1967. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
6. Alexeiev D.V., Biske Yu.S., Wang B., Djenchuraeva A.V., Getman O.F., Aris-tov V.A., Kröner A., Liu H.S., Zhong L.L., 2015 Tectono-stratigraphic framework and Palaeozoic evolution of the Chinese South Tianshan // Geotectonics. 2015. V. 49. P. 93–122.
7. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone // Journal of Geology. 1983. V. 91. P. 611–627.
8. Burtman V.S. Structural geology of Variscan Tien Shan. USSR // American Journal of Science. 1975. V. 275-A. P. 157–186.
9. Cox R., Lowe D.R., Cullers R. The influence of sediment recycling and base-ment composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochim. Cosmoch. Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.
10. Dickinson W.R., Berad L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation-to-tectonic-setting // Geological Society of America Bulletin. 1983. V. 94. P. 222–235.
11. Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gram-scatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from tur-biditic sandstones // Journal of the Geological Society. 1987. V. 144. P. 531–542.
12. Konopelko D., Safonova I., Perfilova A., Biske Y., Mirkamalov R., Divaev F., Kotler P., Obut O., Wang B., Sun M., Soloshenko N. Detrital zircon U-Pb-Hf iso-topes and whole-rock geochemistry of Ediacaran-Silurian clastic sediments of the Uzbek Tianshan: sources and tectonic implications // International Geology Review. 2022. V. 64. P. 3005–3027.

13. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715–717.
14. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. Springer, Berlin Heidelberg New York, 1972. 553 p.
15. Safonova I., Biske G., Romer R.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2016. V. 30. P. 236–256.
16. Zhang C.-L., Zou H.-B., Li K.-K., Wang H.-Y. Tectonic framework and evolution of the Tarim Block in NW China // Gondwana Research. 2013. V. 23. P. 1306–1315.

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

Субдукция и рециклинг H₂O в мантии на разных стадиях развития Земли

Субдуцирующие океанические плиты ежегодно уносят в недра Земли более 1 Гт морской воды. Часть этой воды возвращается на поверхность, другая же задерживается в структуре минералов мантии. Осуществляемый таким образом рециклинг воды определяет уровень мирового океана и распределение воды в оболочках Земли. Масштаб и характер рециклинга в истории остывающей Земли менялись по мере изменения режима субдукции. Оценить соответствующие изменения на качественном и отчасти количественном уровне можно с помощью численного петролого-термомеханического моделирования субдукции при различных потенциальных температурах мантии.

При петролого-термомеханическом моделировании использовался расчетный код Т.В. Гери [1], основанный на методе конечных разностей на недеформируемой разнесенной эйлеровой сетке с использованием метода лагранжевых маркеров в ячейке. В моделях заложена деформация среды под действием приложенных тектонических сил. При этом решаются уравнения сохранения момента, массы, и энергии в движущейся среде с

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

² Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия

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

учетом сил плавучести, связанных с тепловыми и химическими неоднородностями, тепловых эффектов адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Учитывается также влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление, миграция флюидов и расплавов, образование и распад водных минералов. В моделях задается реалистичная вязкопластическая реология пород. Для описания литологической структуры модели используются маркеры. Деплетирование мантии рассчитывается в соответствии с параметризованными условиями частичного плавления перидотита [3, 4]. Задавалось линейное увеличение степени эклогитизации в диапазоне температур 450–650 °С для базальтов и 600–800 °С для габбро. Детальное описание метода приводится в работе [2].

В настоящей работе показываются результаты моделирования субдукция океанической плиты под континентальную. Мощности коры, степень деплетирования и плотность мантии менялись в океанической плите в зависимости от потенциальной температуры мантии (T_p). Континентальная кора задавалась мощностью 40 км, мощность континентальной литосферы составляла 80 км. В численных экспериментах задавались скорости конвергенции от 2 до 10 см/год.

Численные результаты показывают, что неглубокая, пологая субдукция в условиях численных экспериментов действовала при T_p , соответствующих условиям от неогархея до мезопротерозоя. Неглубокая субдукция обеспечивает транспорт воды до глубин не более 120 км и была связана с объемным выделением водного флюида из погружающейся плиты, его временным удержанием в широком серпентинизированном мантийном клине в составе водных минералов (серпентин, хлорит), и последующим переносом в континентальную кору и в океан по мере прекращения субдукции. Поступление воды в переходную зону мантии в этом режиме было весьма ограничено.

Второй режим притока и удержания воды в кристаллических решетках минералов связан с глубокой и относительно крутой субдукцией. Согласно результатам моделирования, он доминировал на Земле, начиная с неопротерозоя. Особенностью этого режима является вовлечение в субдукцию меньшего (чем при пологом режиме) количества воды, значительная часть которой транспортируется до глубин переходной зоны мантии, где она может аккумулироваться в структурах номинально безводных минералов (вадслеит и рингвудит).

Таким образом, объем рециклируемой воды в зонах субдукции по мере остывания Земли сокращается, а глубинность увеличивается.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 23-17-00066 с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова и рабочей станции в ИЭМ РАН, Черноголовка.

Литература

1. *Gerya T.V., Yuen D.A.* Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2003. V. 140. P. 293–318.
2. *Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Griffin W. L.* Flat subduction in the Early Earth: The key role of discrete eclogitization kinetics // *Gondwana Research*. 2023. V. 119. P. 186–203.
3. *Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W.L.* Depletion of the upper mantle by convergent tectonics in the Early Earth // *Scientific Reports*. 2021. V. 11. 21489.
4. *Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W.L.* Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // *Nature*. 2020. V. 586. P. 395–401.

**М.Е. Петракова¹, А.Б. Кузнецов^{1,2}, Ш.К. Балтыбаев^{1,2},
В.М. Саватенков^{1,2}, Р.А. Терентьев³, К.А. Савко³**

Гетерогенность источников в петрогенезисе гранитоидных батолитов поздне- и постколлизийных обстановок на примере Хохольско-Репьёвского батолита Волго-Донского орогена

Одним из глобальных событий палеопротерозоя по праву можно считать объединение древнейших континентальных архейских блоков коры в суперконтиненты. Эпоха аккрецирования кратонов была длительной и сопровождалась субдукционно-коллизийными процессами, приведшими к масштабному магматизму разнообразного состава. В процессе перехода от этапа сжатия (син-позднеколлизийного) к этапу растяжения (постколлизийного) происходило смешение расплавов из нескольких магматических источников и их контаминация за счет плавления древних метаморфических и осадочных пород. В процессах субдукции и коллизии на периферии кратонов формировались орогенные пояса, включающие

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

³ НИИ Геологии Воронежского государственного университета, Воронеж, Россия

гранитоиды различного минералогического и геохимического состава в зависимости от пропорции расплавленного вещества из разных источников.

Волго-Донской ороген (ВДО) является одним из таких орогенов, который образовался на месте одноименного гипотетического палеопротерозойского океана в результате аккреции (с востока на запад) Воронцовского террейна (аккреционная призма), Лосевского террейна (энсиматическая дуга) и Донского террейна (энсиалическая дуга) к Курскому блоку Сарматии при надвигании Волго-Уральского протоконтинента 2.1–2.07 млрд лет назад [2, 8, 10, 12]. Все три террейна ВДО разделены крупными региональными разломами. На севере они перекрываются мезо-неопротерозойскими отложениями Пачелмского авлакогена, а на юге – образованиями Днепровско-Донецкого авлакогена и Прикаспийской впадины. Все структуры ВДО перекрыты чехлом несогласно залегающих фанерозойских осадков мощностью от 0.5 до 300 м.

Одним из крупнейших батолитов западной части ВДО является Хохольско-Репьёвский (ХРБ), основной объём которого слагают гранитоиды павловского комплекса. Вмещают гранитоиды породы донской серии Донского террейна, представленные метавулканитами от андезибазальтов до дацитов (амфиболиты и гнейсы), мраморами и известково-силикатными породами. Изотопный состав неодима амфиболитов и мраморов донской серии ($\epsilon_{Nd(2200)} = -1.2...+3.4$, модельный возраст 2181–2519 млн лет [13]), а также Sr-хемостратиграфический возраст (древнее 2230 млн лет) и Nd-модельный возраст (2310–2340 млн лет назад) метакарбонатных пород аналогичной темрюкской свиты центральноприазовской серии Украинского щита позволяют предполагать [3], что накопление протоосадков происходило в морском бассейне активной континентальной окраины в период 2.2–2.3 млрд лет назад [7, 13].

По структурной позиции и составу в ХРБ выделяют несколько типов пород:

1) Павловский тип (2076±10 млн лет) дифференцирован от кварцевых монцодиоритов через гранодиориты и кварцевые монцониты до гранитов. Циркон в них имеет тонкую осцилляторную зональность, в некоторых зернах наблюдаются унаследованные ядра AR- и PR-возрастов [11]. Породы имеют широкий диапазон значений $\epsilon_{Nd(2.08)} = +0.2...-4.2$ и $t_{Nd(DM)} = 2.4-2.8$ млрд лет [11]. Первичные изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr_{(2.08)} = 0.70335$, рассчитанные для одного образца с $\epsilon_{Nd(2.08)} = -1.7$ близки к диапазону значений 0.70269–0.70309, приведенному для гранитоидов Павловского батолита в работе [8]. Характерны низкие концентрации TiO_2 (0.3–1.4%), MgO (0.5–3.5%), $FeO_{общ}$ (1.8–8.7%) и CaO (2.2–5.9%) за счет сильной дифференциации составов. Относятся к магнезиальной, преимущественно известково-щелочной, метаглиноземистой сериям.

2) Потуданский тип (2056 ± 7 млн лет) представлен кварцевыми монцогаббро–гранодиоритами. Циркон отличается грубой зональностью или полосчатостью [5], характерной для цирконов, кристаллизующихся из магматических габброидных расплавов. Изотопный состав $\varepsilon_{\text{Nd}(2.06)}$ от -1.7 до -3.7 , $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.6\text{--}2.7$ млрд лет. Первичные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(2.06)}$ для образцов варьируют в диапазоне от 0.70381 до 0.70910. Монцитониты характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 (0.5–2.3%), MgO (1.5–6.1%), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (6.1–13.9%), и CaO (4–8.2%), чем павловские гранитоиды. Относятся к железистой, преимущественно субщелочной и метаглиноземистой сериям.

Оба типа обогащены Ba, Sr, легкими РЗЭ и обеднены Nb, Zr, Ti и Th. Характеризуются слабо отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.67\text{--}0.76$), резко фракционированными спектрами РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 12.0\text{--}73.2$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 3.1\text{--}4.2$, это свидетельствует о том, что их расплавы зарождались в равновесии с гранатсодержащим реститом. Такие условия могли быть реализованы при плавлении пород основного состава в нижней коре при давлении 10–15 кбар.

3) Гибридные породы (2068 ± 6 млн лет) встречаются спорадически, сильно варьируют по составу от монцодиорита до монцогранита и гранита, относятся и к железистым, и к магнезиальным. Циркон в них отличается присутствием грубозональных ядер, которые обрастают каймами с тонкой зональностью [5, 11]. Породы имеют признаки смешения магм основного и кислого составов, такие как прямая и обратная зональность плагиоклаза, ойкокрсталлы кварца и/или калиевого полевого шпата, шпировые скопления темноцветных минералов [4]. В одном образце кварцевого монцитонита обнаружено низкое значение $\varepsilon_{\text{Nd}(2.07)} = -8.7$ [11]. В гибридных породах также прослеживается разброс концентраций петрогенных и редких элементов TiO_2 (0.02–1.82%), MgO (0.7–3.8%), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (2.3–10.7%) и CaO (1.1–7.0%), $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 33\text{--}300$ и $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 4\text{--}11$, европиевая аномалия отсутствует, в кислых дифференциатах положительная ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{--}1.6$).

4) Граниты лискинского типа (2064 ± 14 млн лет) прорывают граниты павловского типа и демонстрируют типичные признаки А-гранитов: высокие содержания SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, фтора и значений FeO^*/MgO , TiO_2/MgO , низкие концентрации TiO_2 (0.11–0.32%), MgO (0.07–0.39%), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (1.3–2.8%) и CaO (1.0–1.4%). Содержат характерный набор аксессуарных минералов, включающий ксенотим, тантало-ниобаты, флюорит. Циркон с осциляционной зональностью роста демонстрируют признаки магматической кристаллизации [6]. Этот тип пород сильно обогащен Rb, U и имеет Nb-Ti-минимумы, положительные и отрицательные пики по Zr. Характерно умеренное фракционирование РЗЭ с величинами отношений $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 6.5\text{--}15.2$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.1\text{--}1.6$, что может рассматриваться

как результат плавления кислых пород в средней коре с плагиоклазом в рестите при давлении около 5 кбар.

5) Дайковый тип представлен лейкогранитами, содержания TiO_2 (0.08–0.30%), MgO (0.06–0.51%), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (1.4–2.4%) и CaO (0.4–1.5%) частично сопоставимы с таковыми в породах лискинского типа. Европиевая аномалия отрицательная $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.4\text{--}0.96$.

Большинство пород ХРБ обогащены щелочами, имеют высокие концентрации LILE, минимумы по Nb-Zr-Ti, высокие отношения $\text{Th}/\text{Yb} - \text{Ta}/\text{Yb}$ и широкий диапазон значений $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$. Можно было бы предположить, что все гранитоиды образовались с участием обогащенного источника, метасоматизированного в результате протерозойских субдукционно-коллизийных процессов с вовлечением разновозрастных коровых субстратов. Однако, нетипично высокие содержания щелочей, а также Ba, Sr в монцогаббро потуданского типа и уменьшение их с уровнем дифференциации, также низкий $\epsilon_{\text{Nd}}(2.06) = -3.7$ и высокие $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ говорит о том, что их расплавы выплавлялись из иного обогащенного источника. Такие источники представляют собой серию амфибол- и флогопит-содержащих жил, сформировавшихся в результате метасоматического взаимодействия мантийных перидотитов и продуктов плавления терригенных осадков в надсубдукционной обстановке при участии флюидов миллиарды лет тому назад, и такие примеры известны [1]. Геохимическим признаком участия такого источника в формировании расплавов является повышенное содержание таких флюидомобильных элементов, как K, Rb, Ba, Pb, Sr, относительно других несовместимых элементов, а также повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Внедрение в среднюю–верхнюю кору таких горячих щелочных базитовых магм потуданского типа привело к плавлению пород архейского фундамента Курского блока, в результате чего сформировались граниты лискинского типа. Смешение этих двух расплавов привело к образованию части гибридных пород.

Таким образом, в формировании гранитоидов Хохольско-Репьёвского батолита принимали участие расплавы, образованные при частичном плавлении трех источников: 1) нижняя (или погребённая океаническая) кора, преимущественно мафитового состава и/или обогащенная мантия, метасоматизированная в протерозое, участие которых отражаются в составе павловских гранитоидов в позднеколлизийную стадию; 2) обогащенный мантийный источник, вероятно, представленный субконтинентальной литосферной мантией (SCLM), возможно метасоматизированной в предшествующий этап геологического развития региона, характерный для монцитонитов потуданского типа, который был ремобилизован в процессе растяжения литосферы в постколлизийную стадию; 3) архейская кора, состоящая преимущественно из ТТГ-гнейсов и метаосадков,

подвергшаяся плавлению и участвовавшая в образовании гранитов лискинского типа, части лейкогранитных даек, и пород гибридного типа на постколлизийной стадии.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0002.

Литература

1. Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 528–556.

2. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кириозова Т.И., Фугзан М.М., Глуценко, В.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.

3. Кузнецов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Константинова Г.В. Палеопротерозойский возраст карбонатных пород и трондьемитов центральноприазовской серии: Sr-изотопная хемостратиграфия и U-Pb геохронология // Докл. РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 484. № 6. С. 71–74.

4. Петракова М.Е., Терентьев Р.А. Петрографические и минералогические признаки взаимодействия гранитоидных и габброидных магм плутона Потудань, Воронежский кристаллический массив // Вестник ВГУ. Серия геология. 2018. № 1. С. 32–45. <https://doi.org/10.17308/geology.2018.1/1422>.

5. Петракова М.Е., Терентьев Р.А., Юрченко А.В., Савко К.А. Геохимия и геохронология палеопротерозойских кварцевых монцогаббро-монциодорит-гранодиоритов плутона Потудань, Волго-Донской ороген // Вестник СПбГУ: Науки о Земле. 2022. Т. 67. № 1. doi: 10.21638/spbu07.2022.105

6. Терентьев Р.А. Петрография и геохронология гранитов лискинского плутона Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2016. № 3. С. 43–52.

7. Терентьев Р.А. Геология донской серии докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2018. № 2. С. 5–19.

8. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. №1. С. 43–70.

9. Guo Z., Wilson M., Liu J., Mao Q. Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms // J. Petrol. 2006. V. 47. N 6. P. 1177–1220. doi:10.1093/petrology/egl007

10. *Shchipansky A.A., Kheraskova T.N.* The Volga-Don Collisional Orogen in the East European Craton as a Paleoproterozoic Analog of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2023. V. 14. N 2. P. 1–21. doi:10.5800/GT-2023-14-2-0692

11. *Terentiev R.A., Savko K.A., Petrakova M.E., Santosh M., Korish E.H.* Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // *Precambrian Research*. 2020. V. 346. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105790>.

12. *Terentiev R.A.* Paleoproterozoic Sequences and Magmatic Complexes of the Losevo Suture Zone of the Voronezh Crystalline Massif: Geological Position, Material Composition, Geochemistry and Paleogeodynamics // *Stratigraphy Geol. Cor.* 2014. V. 22. N 2. P. 123–146.

13. *Terentiev R.A., Savko K.A., Korish E.H., Chervyakovskaya M.V.* Geochemistry and Age of the Paleoproterozoic Metavolcanic and Metasedimentary Rocks of the Don Terrane of the Volga–Don Orogen // *Geochemistry International*. 2024. V. 62. P. 675–695. <https://doi.org/10.1134/S0016702924700368>

М.Н. Петрова¹, С.Ю. Петров¹

Геодинамические обстановки и возраст формирования магматических комплексов Балыгычано-Сугойского прогиба (Северо-Восток РФ)

Балыгычано-Сугойский рифтогенный прогиб расположен в междуречье правых притоков Колымы рек Балыгычан и Сугой. Его структура вытянута в субмеридиональном направлении, простираясь от их устья на юг порядка 300 км. Она выполнена меловыми вулканогенно-терригенными и вулканогенными континентальными образованиями. Фундамент прогиба представлен деформированными породами верхоянского комплекса (пермь–юра), образующими Яно-Колымскую складчатую систему. В составе прогиба отчетливо выделяются две впадины, Нягаинская – на севере и Омсукчанская – на юге, расположенные кулисообразно по отношению друг к другу. В строении вертикального разреза меловых отложений, выполняющих упомянутые структуры, выделяются берриас-альбский и альб-кампанский структурные ярусы (рис. 1).

¹ ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург, Россия

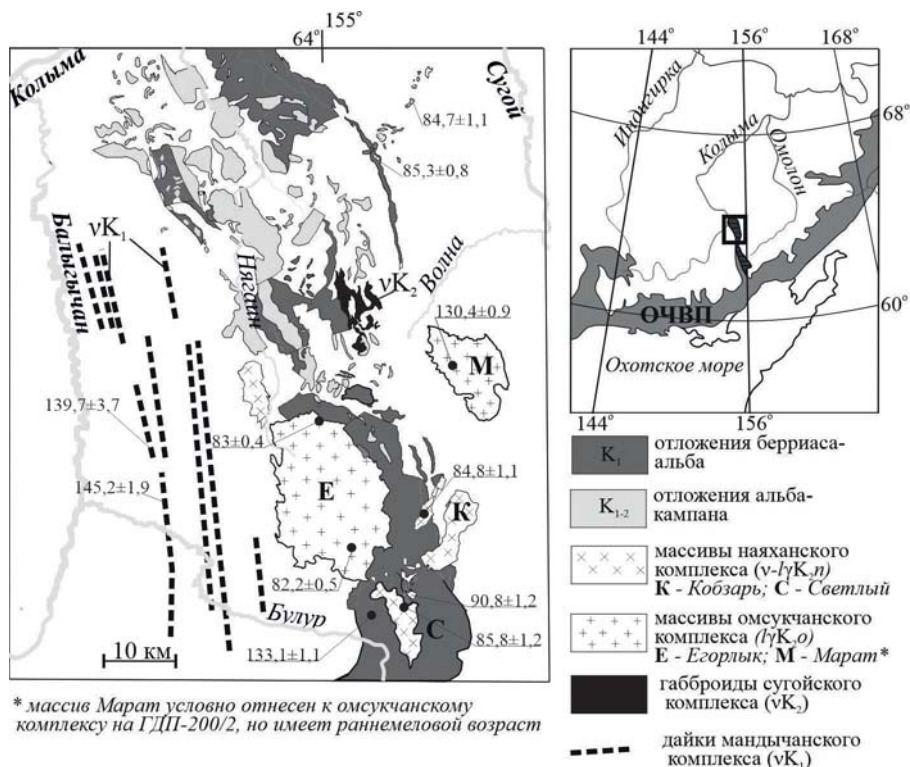


Рис. 1. Расположение изученных проб на схеме строения Няганской впадины Балыгычано-Сугойского прогиба

В основании разреза берриас-альбского яруса с резким угловым несогласием на деформированных отложениях юры залегают покровные кислые вулканиты, преимущественно высококалийевые риолиты (аскольдинская свита) перекрытые умереннощелочными реже щелочными с натровым типом щелочности трахибазальтами, трахиандезибазальтами и трахириолитами (арылахская толща). Нарастивает разрез мощная терригенная угленосная толща (уликская, галимовская, айгурская и топтанская свиты). С резким угловым и стратиграфическим несогласием она перекрыта вулканитами преимущественно среднего состава, залегающими в основании альб-кампанского структурного яруса. Они представлены лавами и туфами андезитов, андезибазальтов, реже базальтов, подчиненно присутствуют игнимбриты и туфы дацитов (зоринская и каховская свиты). Вверх по разрезу андезиты сменяются кислыми вулканитами, среди которых выделяется риолитовая и игнимбритовая части (надеждинская

и шороховская свиты). Завершается разрез покровами базальтов, трахибазальтов и андезибазальтов (джагынская толща).

Приведённый разрез характеризуется значительной изменчивостью по литорали. С юга на север состав угленосных отложений становится более тонкозернистым, среди позднемеловых вулканитов практически исчезают игнимбриты, сокращается мощность, вплоть до выклинивания отдельных частей (см. таблицу).

Проведенное нами U-Pb датирование (SHRIMP) интрузивных образований, приуроченных к Нягаинской впадине, позволило установить возраст последовательных этапов магматизма, с которыми связано становление и развитие структуры Балыггычано-Сугойского рифтогенного прогиба, на примере его северной части. Начальный этап формирования структуры прогиба маркируется образованием даек габброидов и диоритов мандычанского комплекса. Их возраст, в соответствии с полученными данными составляет 145–139 млн лет – титонский ярус поздней юры – валанжинский раннего мела. Геохимические особенности этих пород характерны для известково-щелочных базальтов с отчетливым смещением параметров внутриплитного и надсубдукционного магматизма. На интервале 134–130 млн лет происходит внедрение рифтогенных субвулканических образований высококалиевого ультракислого состава (аскольдинский комплекс) и лейкогранитов массива Марат. По результатам U-Pb датирования по циркону лейкогранитов массива Марат, получены значения возраста 130.4 ± 0.9 млн лет (готерив). Петролого-геохимические характеристики вулканитов аскольдинского комплекса и лейкогранитов массива Марат позволяют отнести их к гранитам А-типа, формировавшимся в режиме растяжения и скольжения литосферных плит [1].

Завершается рифтогенный магматизм в аптское время преимущественно натровыми вулканитами контрастной трахириолит-трахибазальтовой формации (арылахский комплекс). Балыггычано-Сугойский прогиб в ранний мелу – зона растяжения, оперяющая трансформный сдвиг. Рифтогенез происходит в тылу Охотско-Тайгоносской островодужной системы, которая аккретирует к краю Евразийского континента по трансформному сдвигу [2].

Отложения альб-кампанского структурного яруса ассоциируют с интрузиями наяханского габбро-гранитового, омсукчанского лейкогранитового и сугойского габбро-диоритового комплексов. Субвулканические тела комагматичны стратифицированным вулканитам, описанным выше. Значения возраста, полученные U-Pb методом по циркону для риодацитов шороховского комплекса, составили 90.8 ± 1.2 (турон), для гранитоидов наяханского и омсукчанского комплексов – 84–85 млн лет (сантон) и 81–82 млн лет (кампан) соответственно. Петрогеохимические характеристики этих пород, позволяют отнести их к гранитам I-типа. При этом лейкогра-

Геодинамические типы магматогенных комплексов [5]		Структурные ярусы	Балыгычано-Сугойский прогиб	
			Омсуцанская впадина стратифицированные образования (мощность) [6]	Нягаинская впадина
ОчВІ	Постсубдукционные («верхние базальты»)	альб-кампанский	<i>джагаынская*</i> (до 200 м)	Магматические комплексы (состав ингузий), их возраст джагынский (β, αβ, λK ₂) сугойский (э, д, мK ₂)
	Надсубдукционные (магматические комплексы преимущественно кислого состава)		шороховская (600–950 м) <i>миравская</i> (250–900 м) надеждинская (240–360 м)	омсуцанский (γ, γ) 81–82 млн лет наханский (ν, υδ, ϕδ, μδ, γδ, γ, γπ) 84–85 млн лет шороховской (лз) 90.8±1.2 надеждинский (л)
	Надсубдукционные («нижние андезиты»)		каховская (900–1300 м) зоринская (1140–1500 м)	каховский (α, βK _{1,2})
Допоясовые (обстановка континентального рифтогенеза)	Берпас-альбский	топанская (450–1200 м) айгурская (430–1000 м) галимовская (750–1300 м) уликская (550–600 м) <i>арылахская</i> (до 300 м) аскольдинская (240–1300 м)	айгурская (390–450 м), галимовская (600–800 м), уликская (400–800 м), <i>арылахская</i> (570–690 м) аскольдинская (600–650 м)	арылахский (β, тβ, тλ K ₁) массив Март (γγ) 130.4±0.9 млн лет аскольдинский (λ) 134–133 млн лет мандычанский (ν, δт, μδ) 145–139 млн лет

* Курсивом обозначены толщи, прямым шрифтом – свиты.

ниты омсукчанского комплекса являются пералюминиевыми, что ранее считалось характерной чертой гранитов S-типа. Наряду с этим, щелочно-известковый до щелочного, железистый валовый состав, высокие концентрации крупноионных литофильных, высокозарядных редкоземельных элементов (за исключением европия) и низкие содержания Sr в лейкогранитах омсукчанского комплекса, типичны для гранитов A-типа [3]. Формирование альб-кампанских магматических комплексов тесно связано в пространстве и во времени с Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

Стратифицированные образования альб-кампанского структурного яруса уверенно коррелируются с отложениями ОЧВП, разрез которых обычно имеет трехчленное строение [4]. Три главных компонента обобщенного разреза значимо различаются составом пород и условно разделены на (1) «нижние андезиты», (2) кислые вулканиды (преимущественно игнимбриты), местами со значительной примесью пород среднего и основного состава, (3) «верхние базальты». Корреляция разрезов Нягинской и Омсукчанской впадин с фрагментами разреза ОЧВП и результаты U-Pb датирования по циркону магматических комплексов Нягаинской впадины представлены в приведенной выше таблице.

Литература

1. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология, 2021. Т 40. № 1. С. 3–24.

2. Штикерман В.И., Гавриш А.В., Шульгина В.С. и др. Отчет по объекту «Создание комплекта государственной геологической карта масштаба 1:1 000 000 (авторский вариант Гостеолкарты-1000/3) листа Q-56 – Средне-колымск «ФГБУ «ВСЕГЕИ» 2019 г.

3. Гребенников А.В. (2014) Гранитоиды A-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.

4. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с

5. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., академик РАН Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U/Pb- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования Преддзугдзурских вулканидов – новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т 497. № 2. С. 107–115.

6. Ливач А.Э., Чуравцов А.П., Третьякова Н.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе Серия Сугойская. Лист Р-56-ХII. Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2000. 208 с.

К проблеме происхождения дислокаций в рыхлых песчаных отложениях Онежской структуры Балтийского щита

Окраинные зоны выступов древнего фундамента платформ представляются перспективными геодинамическими полигонами для изучения тектонических движений и часто обрамлены разновозрастными зонами дислокаций. Одна из таких протяженных зон, Балтийско-Мезенская (БМЗ), располагается на юго-восточной окраине Балтийского щита Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и объединяет как выявленные различными методами разрывные дислокации кристаллического фундамента, так и сопряженные дислокации чехольных комплексов [1]. Часть разрывов согласуется с общим северо-восточным простиранием БМЗ, часть – является опережающими.

Разрывные нарушения, осложняющие рыхлые четвертичные отложения, обычно рассматриваются в качестве новейших, а их происхождение связывается либо с воздействием ледника, либо с тектоническими, в том числе – сейсмогенными факторами. При этом нарушения, пространственная ориентировка которых и признаки многократной активизации сохраняются на протяжении длительной геологической истории, принято рассматривать в качестве долгоживущих унаследованных [2]. Одним из главных признаков унаследованных тектонических разрывов является их закономерная ориентировка, образующая выраженные скопления (системы) согласующиеся с ориентировкой крупных региональных тектонических структур. Выявление таких дислокаций – важный ключ к пониманию механизмов объемных деформаций.

В пределах юго-восточной окраины Балтийского щита ВЕП (рис. 1, А, Б) располагается палеопротерозойская Онежская структура, состоящая из двух меньших по размеру синклиналильных структур – Северо-Онежской и Южно-Онежской. В пограничной области между Северо-Онежской и Южно-Онежской мульдами палеопротерозойские толщи смяты в складки [3], осевые плоскости которых и осложняющие их разрывы имеют северо-западное простирание. Южнее складчатая структура осложнена разрывными нарушениями субширотного и северо-восточного простирания. С зонами разрывов связаны палеопротерозойские гидротермальные изменения [4].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² ООО «РГ Консалтинг», Москва, Россия

К пограничной области приурочена субширотная Петрозаводская неотектоническая депрессия (рис. 1 Б), обрамляющая с северо-запада Южно-Онежскую мульду и выполненная четвертичными отложениями повышенной (более 150 м) мощности [5, 6]. Анализ многослойных рыхлых осадков, выполняющих Петрозаводскую депрессию, показывает, что для нее характерен особый режим новейших движений – тенденция к опусканию [6]. В северной части депрессии прослеживается долина р. Шуя, вытянутая в северо-восточном направлении, в бортовых частях которой развиты эрозионные уступы и озовые гряды, при этом на значительном протяжении долины реки они пространственно совмещены.

В ходе полевых наблюдений в южном борту долины р. Шуя нами детально изучен разрез рыхлых отложений, вскрытых карьером в р-не дер. Половина. Общая длина расчистки достигает 10 м, высота – 2.5 м. В ее пределах обнажаются рыхлые отложения, образующие нормальную стратиграфическую последовательность и, осложненные деформационными процессами (рис. 1, Г).

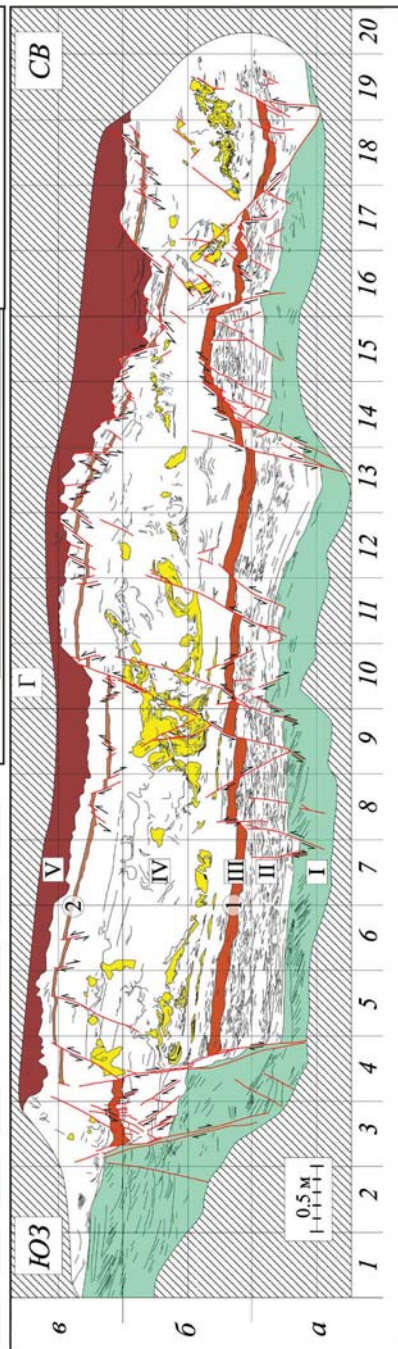
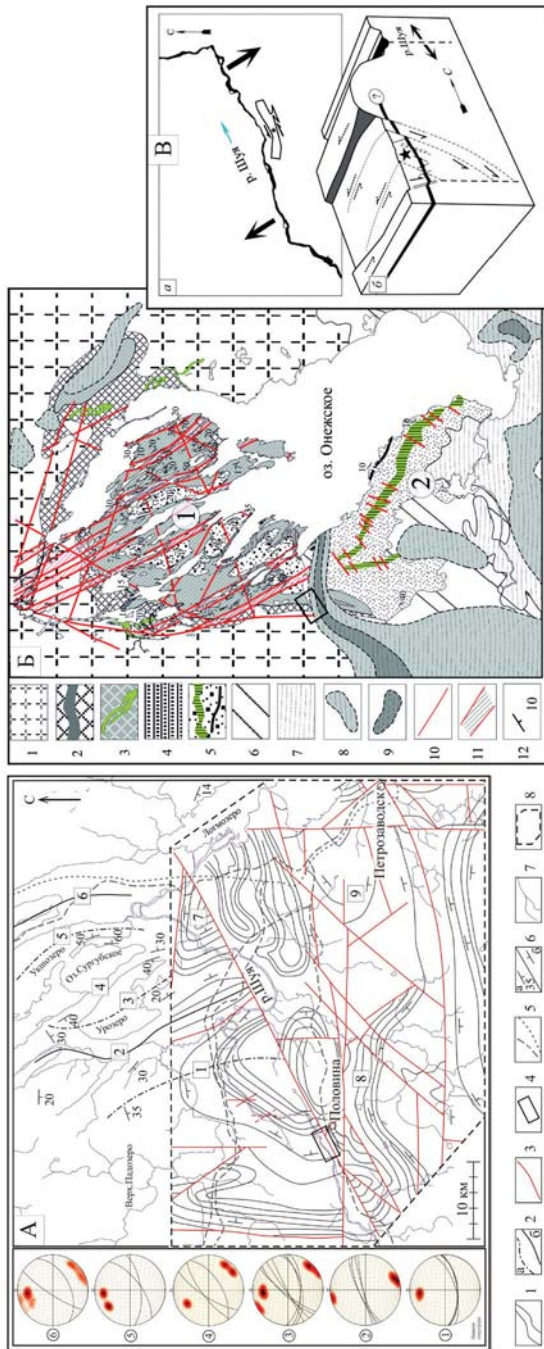
В центральной части расчистки выделяется два маркирующих горизонта алевритов (рис. 1 Г, цифры в кружках 1, 2), подстилающих и перекрывающих центральный слой мелко-среднезернистых песков IV. Для них характерны области нормального (кв. 4-13 и кв. 17-19) и сближенно-

Рис. 1. Структурное положение, особенности строения и механизм формирования дислокаций в рыхлых песчаных отложениях Онежской структуры.

А – Схема ориентировки основных тектонических элементов окрестностей р-на исследований (по данным: [3, 4]). Цифры в квадратах – структуры: синклинали (1, 3, 5, 7); антиклинали (2, 4, 6, 8, 9). 1 – линии простираения геологических структур; 2 – оси складок: а – синклиналей; б – антиклиналей; 3 – разрывные нарушения; 4 – район работ; 5 – дороги; 6 – элементы залегания; 7 – реки; 8 – положение врезки по данным: [4]. Слева показаны диаграммы групп замеров выявленных разрывов, построенные в программе Stereonet.

Б – Схемы геологического строения Онежской структуры. Цифры в кружках: 1 – Северо-Онежская мульда; 2 – Южно-Онежская мульда. 1 – комплексы фундамента и низы палеопротерозоя; 2–5 – палеопротерозой; 6 – рифей-вендские комплексы; 7 – фанерозойские комплексы; 8, 9 – Петрозаводская депрессия, четвертичные образования мощностью: 8 – 50–100 м; 9 – более 100 м по данным: [5]; 10, 11 – разрывные нарушения и зоны складчато-разрывных дислокаций: 10 – межблоковые разломы; 11 – зоны складчато-разрывных дислокаций; 12 – элементы залегания. В – Спрямоугольный участок р. Шуи, интерпретируемый как морфоструктура растяжения: а – стрелками показана ориентировка оси растяжения; б – механизм формирования грабенообразной структуры в режиме левосторонней трансенсии.

Г – Детальная расчистка, отражающая особенности дислокаций осадочных толщ. Римскими цифрами обозначены слои по данным [1]; арабские цифры в кружках – первый и второй маркирующий горизонты



го (кв. 14-17) взаиморасположения, связанные с изменением мощности центрального слоя IV. Важно отметить, что такое изменение мощности не сопровождается изменением вещественного состава, происходит на коротком интервале разреза, а область редуцированной мощности (кв. 14-17) насыщена разрывами. Для этих разрывов рассчитаны необходимые условия формирования – в обстановке растяжения, ось которого погружается по азимуту 337° под углом 9° [1].

Изменение гипсометрического уровня кровли нижнего слоя I, смещенного серией сбросов, подчеркивает общий грабенообразный характер структуры, вскрытой карьером. Простирающие ограничивающих и осложняющих этот грабен сбросов согласуется с простираем долины р. Шуя (рис. 1 А, диаграммы), с общим северо-восточным простираем БМЗ, а также – субширотных линеаментов и разрывных нарушений Южно-Онежской мульды, Петрозаводской депрессии и озových гряд.

Для объяснения происхождения выявленных дислокаций были предложены три гипотезы: гляциальная, техногенная и тектоническая, при этом полнота выявленных закономерностей наиболее удачно объясняется с позиций проявления тектонического фактора и заключается в реализации проявления трансензионных дислокаций по механизму отрицательной «структуры цветка».

Реализация этого процесса возможна вследствие деформации древнего палеопротерозойского фундамента, с формированием перекошенной морфоструктуры Южно-Онежской мульды на новейшем этапе развития [1, 6]. Сочетание северо-восточной ориентировки осевой части Петрозаводской тектонической депрессии, озových гряд и долины р. Шуя, крупных разрывных нарушений и выявленных дислокаций позволяет подтвердить представления о долгоживущем и унаследованном [2] характере реализующихся в этой области тектонических процессов.

Исследования выполнены в рамках Программы Госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Полецук А.В., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Агибалов А.О., Сенцов А.А. К проблеме происхождения дислокаций в песчаных отложениях голоцена Онежской структуры Балтийского щита // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. Изд-во Моск. ун-та. 2023. № 2. С. 14–25.

2. Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1955. Т. 30. Вып. 5. С. 5–26.

3. Сыстра Ю. Й. Тектоника Карельского региона / Отв. ред. М. М. Стенарь. СПб.: Наука, 1991. 175 с.

4. Михайлов В.А., Лодыгин А.Н., Кушнеренко В.К. Особенности геологического строения и металлоносность Шуйско-Петрозаводской площади (Республика Карелия) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. С. 61–69.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Карта четвертичных образований. Р–(35)–37–Петрозаводск. 2 листа / Лист 2. Схема мощностей четвертичных образований. Масштаб 1:2 500 000. ВСЕГЕИ, 2000.

6. Экман И.М. Морфоструктуры западного Прионежья // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита / Отв. ред. Г.С. Бискэ. Л., 1972. С. 15–24.

Г.О. Ползунов¹, В.В. Акинин¹

Фрагмент офиолитового комплекса на арктическом побережье Чукотки

Офиолиты являются сохранившимися в складчатых областях континентальной коры фрагментами океанической литосферы, которые образуются в зонах спрединга на океанических хребтах, в задуговых бассейнах или преддуговых бассейнах во время начала субдукции и являются ключевыми индикаторами тектоники плит. Изучение офиолитов играет важную роль при палеотектонических реконструкциях.

На Чукотке выходы офиолитов известны в древних кристаллических комплексах Восточной Чукотки, таких как Сенявинский и Кооленьский гранитно-метаморфические купола [3, 4]. К аналогичным породам, по условиям проявления и по возрасту мы относим ультраосновные породы, обнажающиеся в Велиткенайском монзонит-гранит-мигматитовом куполе на арктическом побережье Чукотки среди неопротерозойских мигматизированных ортогнейсов. Породы представлены апогарцбургитовыми серпентинитами, гарцбургитами, дунитами и гранат-шпинель-анортитовыми метагаббро.

Предполагаемый фрагмент офиолитового комплекса обнажен в виде серии небольших (первые десятки метров) будин, вытянутых в виде извилистых линейных зон, маркирующих, по-видимому, область надвига.

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

Возраст комплекса ультраосновных пород установлен по цирконам из симплектитовых гранат-шпинель-анортитовых метагаббро. В шлифах цирконы установлены, как продукты проградного метаморфизма хлоритизированных разностей, а также как продукты распада более ранних магматических и метаморфических минеральных ассоциаций. Исследованные цирконы большей частью показывают нарушенные U-Pb изотопные отношения, формируя дискордию с неопротерозойским U-Pb возрастом для верхнего пересечения (около 670–560 млн лет), дата синхронизируется с возрастом протолита для мигматитов. Нижнее пересечение дискордии устанавливается только по одному кристаллу циркона, для которого $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст составил около 103±4 млн лет. В целом нижнее пересечение в 103 млн лет соответствует времени мигматизации, широко проявленной в Велиткенайском куполе [1, 2].

Изученные породы являются, вероятно, фрагментами неопротерозойского океанического бассейна, выведенного на поверхность по локальным шовным зонам в фундаменте гранито-гнейсовых куполов Чукотки.

Работа выполнена по плану НИР СВКНИИ ДВО РАН (проект 124051600003-4).

Литература

1. Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Готтлиб Э.Ш., Миллер Э.Л. Меловой монцонит-гранит-мигматитовый Велиткенайский комплекс: петрология, геохимия пород и циркона (U-Pb, Hf и O) в приложении к реконструкции эволюции магматизма и континентальной коры в блоке Арктическая Аляска–Чукотка // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 227–259.

2. Ползуненков Г.О. Петрология и изотопная геохронология Велиткенайского монцонит-гранит-мигматитового комплекса: Арктическая Чукотка. Дис. ... канд. геол.-мин. Магадан, 2023. 267 с.

3. Akinin V.V. Metaultramafites of the crystalline basement of the Chukchi Peninsula // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins, 1995. P. 214–219.

4. Akinin V.V., Amato J.M., Miller E.L., Gottlieb E., Polzunenkov G. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka // International Conference on Arctic Margins VI. International Conference on Arctic Margins, 31 May–2 June, Fairbanks, USA. Fairbanks: University of Alaska, 2011. Abstr. V. 6. P. 6–6.

Тектонические дислокации Бузачинского полуострова (запад Туранской плиты)

В структуре доюрского (доплитного) комплекса запада Туранской плиты выделяются протяженные Мангышлакско-Карашорская и Туаркыр-Караауданская раннекиммерийские складчатые системы. Слагающие их отложения пермо-триаса интенсивно дислоцированы. Строение комплекса можно наблюдать непосредственно на дневной поверхности в пределах Горного Мангышлака, а также отдельных обнажений Восточного Мангышлака и Туаркыра. На остальной части территории информацию о доюрских отложениях можно получить, изучая данные бурения скважин и сейсморазведки. Предыдущими исследованиями было установлено, что с завершением раннекиммерийского этапа тектонического развития жизнь многих складчато-надвиговых дислокаций не прекратилась, в результате чего они сыграли важную роль в формировании структуры юрско-меловых и кайнозойских отложений платформенного чехла [1, 2]. Одним из таких районов является территории п-ова Бузачи.

Основными структурами платформенного чехла п-ова Бузачи являются одноименный свод и располагающийся южнее Южно-Бузачинский прогиб. Осложняющие их локальные поднятия сгруппированы в несколько субширотных антиклинальных линий, примыкающих с юга к надвигам (рис. 1). Антиклинальные поднятия линейной или брахиантиклинальной формы. Северные их крылья короткие, более крутые, чем южные, оборваны высокоамплитудными надвигами с углами наклона сместителей 45–80°. С глубиной происходит быстрое выполаживание поверхностей разрывов с переходом в субгоризонтальное положение с образованием серии тектонических чешуй и пластин. Отложения пермо-триаса во фронтальных их частях интенсивно дислоцированы, образуя линейные складчатые системы, которым в перекрывающем платформенном чехле отвечают асимметричные антиклинали.

Особенности строения и закономерности площадного распространения складчато-надвиговых дислокаций со всей очевидностью указывают на их формирование в обстановке латерального сжатия, ориентированного в северном направлении. Время образования дислокаций связано с концом триасового периода – моментом формирования Центрально-Мангышлакской раннекиммерийской складчатой зоны [1], северная граница которой трассируется по линии Каражанбас – Жаманорпа – Кызан.

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

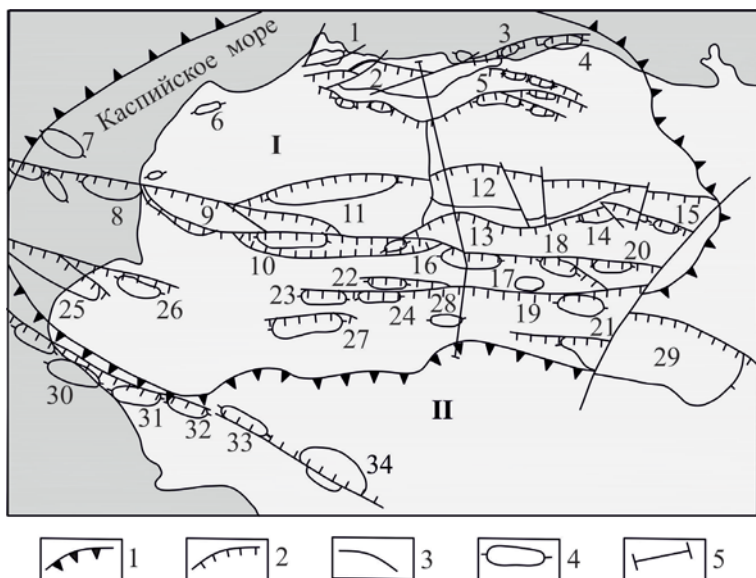


Рис. 1. Тектоническая схема п-ова Бузачи.

I – Бузачинский свод, II – Южно-Бузачинский прогиб.

I – границы Бузачинского свода; 2 – надвиги; 3 – сдвиги; 4 – платформенные антиклинали (цифры на схеме): 1 – Арман, 2 – Каламкас, 3 – Каратурун-море, 4 – Суюкты, 5 – Каратурун, 6 – Култай, 7 – Бузачи-море, 8 – Каражанбас-море, 9 – Каражанбас, 10 – Жалгизтобе, 11 – Северные Бузачи, 12 – Жаманорпа, 13 – Северная Бесоба, 14 – Акорпа, 15 – Жалзак, 16 – Жапалак, 17 – Бесоба, 18 – Киньыткты, 19 – Жарылгас, 20 – Айсор, 21 – Северный Кызан, 22 – Северный Тасбас, 23 – Западный Тасбас, 24 – Тасбас, 25 – Долгинец, 26 – Северный Торлун-море, 27 – Алатобе, 28 – Западный Кызан, 29 – Кызан-Акшимрау, 30 – Торлун-море, 31 – Западный Торлун, 32 – Торлун, 33 – Акмола, 34 – Кошак; 5 – линия разреза, приведенного на рис. 2

Мощная алевролитно-аргиллитовая толща пермо-триаса, обладающая достаточно высокой пластичностью, была расслоена на ряд тектонических пластин и сорвана по поверхности более жестких терригенно-карбонатных каменноугольно-нижнепермских пород, имеющим по данным сейсморазведки свой, отличный от вышележащих комплексов, структурный план, и шарьирована на разновозрастные образования Северо-Устюртского докембрийского массива, послужившим своеобразным блоком-упором.

Основная концентрация тангенциальных напряжений приурочена к фронтальным участкам тектонических пластин, где происходила трансформация горизонтальных смещений в вертикальные, приведшая к ин-

тенсивным деформациям отложений пермо-триаса и образованию литостратических надвигов. Следствием этих процессов является и повышенная плотность пород (2.60–2.70 г/см³), близкая плотности пород одновозрастного каратауского комплекса Горного Мангышлака 2.65–2.75 г/см³).

С внешней стороны Каражанбас-Жаманорпинско-Кызанской структурной зоны проявление сил бокового сжатия заметно ослабевает, но и здесь можно видеть отражение латерального стресса в структуре осадочного чехла. Примером может служить Каламкасская антиклинальная зона, расположенная к северу в 40 км. Горизонтальные подвижки периодически возобновлялись и на платформенном этапе, но в меньшем масштабе, что привело к развитию в чехле платформы описанных выше дислокаций.

В результате была образована эшелонированная система складчато-надвиговых дислокаций субширотной ориентировки, гребень каждой

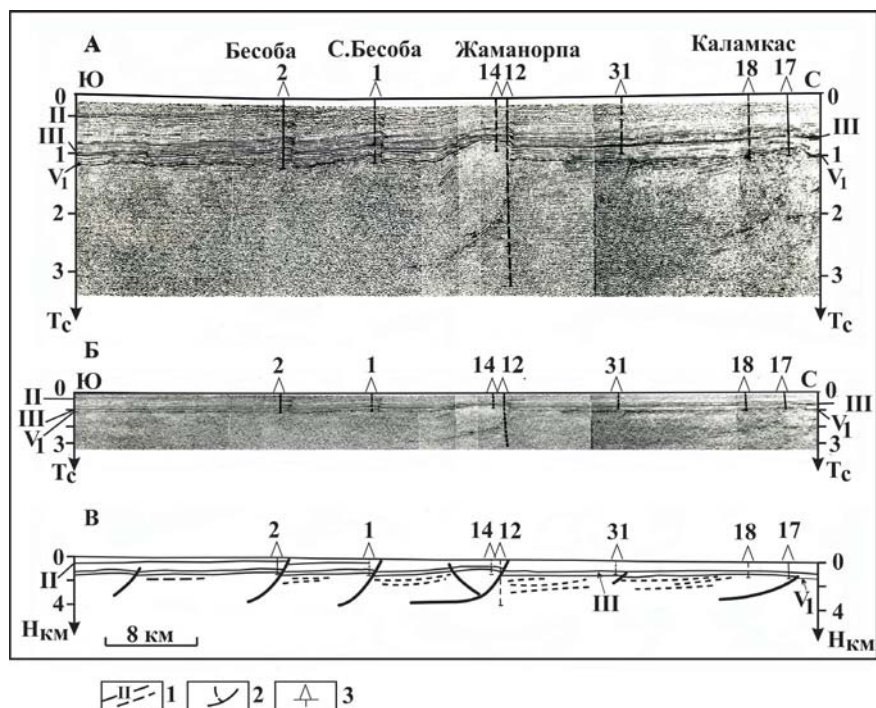


Рис. 2. Сейсмический временной (А, Б) и сейсмогеологический (В) разрезы, иллюстрирующие принадвиговую природу бузачинских антиклиналей. (Б, В – соотношение вертикального и горизонтального масштабов примерно 1:1). I – основные и второстепенные отражающие горизонты в подошве: II – сенона–турона, III – мела, V – юры; 2 – надвиги, 3 – скважины

из которых погружается в южном направлении в сторону Южно-Бузачинского прогиба. При этом фронтальная часть каждой из более южных линий является взброшенной по отношению соседней северной с вертикальной амплитудой смещения до 300 м (рис. 2).

Детальный палеотектонический анализ свидетельствует о том, что платформенные складчато-надвиговые дислокации развивались импульсивно, в обстановке периодически повторяющегося горизонтального сжатия. Наиболее заметное возобновление подвижек по надвигам на платформенном этапе отмечается в преднеокомское, преддатское и предпалеоценовое время. В эти моменты геологической истории территория выходила выше уровня моря, что сопровождалось размывом накопившихся ранее отложений. Наиболее масштабно размыв проявлялся в сводах растущих принадвиговых антиклиналей. Между периодами активизации движений отмечаются более продолжительные паузы относительного тектонического покоя с резким замедлением (вплоть до полного прекращения) подвижек по надвигам и, соответственно, роста поднятий.

Одна из наиболее значительных фаз тектонической активизации на западе Туранской плиты приходится на предсреднемиоценовое время. Отсутствие на большей части п-ова Бузачи нижнемиоценовых и перекрывающих их отложений не позволяет дать обоснованную оценку значения этих движений в формировании структур горизонтального сжатия в его пределах. Однако, учитывая их региональную природу, можно предположить проявление складкообразовательных движений и в пределах рассматриваемого региона. Отражение большинства фронтальных поднятий в современном ландшафте подтверждает их современную активность.

Аналогичные внутривулканские структуры горизонтального сжатия известны и в других районах запада Туранской плиты [2, 4, 5], что указывает на региональную природу тектонических сил, ответственных за их образование, и подчеркивает решающее значение тангенциальных напряжений в дислокационном процессе на молодой платформе.

Многие из рассмотренных структур содержит крупные скопления углеводородов, в том числе высоковязкой нефти, локализованные в юрско-меловых отложениях. И, несмотря на крайне неблагоприятные условия для их сохранности: малые глубины залегания (250–500 м), отсутствие надежных покрышек, выход разрывов на дневную поверхность), полного разрушения залежей не произошло. Это говорит о том, что надвиги являются слабыми проводниками флюидов, играя в основном роль экранов. Подтверждается это и особенностями строения Каражанбасского и Северо-Бузачинского месторождений, где многие залежи являются тектонически экранированными.

Финансирование: Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00037.

Литература

1. Попков В.И. Тектоника доюрского осадочного комплекса запада Туранской плиты // Геотектоника. 1986. № 4. С. 106–116.
2. Попков В.И., Попков И.В. Складчато-надвиговые дислокации в триасовых отложениях Скифско-Туранской платформы // Геология и геофизика Юга России. 2023. Т. 13. № 1. С. 34–46. DOI: 10.46698/VNC.2023.42.57.003.
3. Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Тектоника дна Каспийского моря // Геология регионов Каспийского и Аральского морей. Алматы: Казахстанское геологическое общество «КазГЕО». 2004. С. 58–78.
4. Попков В.И., Попков И.В. Ловушки углеводородов в триасовых отложениях Скифско-Туранской платформы в районах развития складчато-надвиговых дислокаций // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2023. Т. 18. № 3. http://www.ngtp.ru/rub/2023/25_2023.html.
5. Попков В.И., Попков И.В. Дислокации бокового сжатия в чехле Скифско-Туранской платформы // Геология, география и глобальная энергия // 2022. № 1(84). С. 32–39.

**Е.С. Пржиялговский¹, А.Б. Кузнецов², Е.В. Лаврушина¹,
Н.Д. Журавлева¹**

Структурная и хемостратиграфическая корреляция разрезов нижнепермских осадочных комплексов в зоне «передовых складок» Южного Урала

Несмотря на длительность и всесторонность геологического изучения, до сих пор остаются открытыми некоторые ключевые вопросы тектонического строения, обстановок и возраста деформаций зоны «передовых складок» Южного Урала. Малая информативность сейсмического профилирования в зоне интенсивных деформаций осложняет построение глубинных геологических разрезов, поэтому решение этой задачи требует целенаправленного изучения стиля деформаций и детализации геологической структуры на карте [1]. Наиболее полезным инструментом прослеживания маркирующих горизонтов является структурное дешифрирование спутниковых снимков высокого разрешения, доступных

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геологии и геофизики докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

в интернет-ресурсах Google и SAS-planet. Для корреляции пачек слоев в удаленных друг от друга разрезах при неопределенности прослеживания структурных горизонтов нами использовались данные по Sr-изотопии карбонатных пород. Изотопное опробование известняков проводилось по профилям вдоль долин рек, пересекающих Курмаинскую гряду: Б. Сурень, Ускалык, Ассель, Сакмара и Урал.

Определение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах морских отложений является признанным методом хеостратиграфии (strontium isotope stratigraphy – SIS), дополняющим биостратиграфические исследования, и, в то же время, инструментом корреляции одновозрастных слоев в удаленных разрезах при неопределенности их литологической или биостратиграфической корреляции. До настоящего времени Sr-изотопная изученность разрезов пермской системы Южного Предуралья была ограничена определениями изотопного состава стронция в 20 образцах известняков в стратотипическом разрезе границы ассельского и сакмарского ярусов на р. Усолка. Хеостратиграфическое изучение разрезов нижнепермских отложений в других районах Южного Урала не проводилось, даже в исторических стратотипических разрезах, имеющих богатую историю палеонтологического изучения и биостратиграфического расчленения по разным группам организмов.

Сохранность первичных (морских) отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных породах оценивалась по разработанному протоколу, в частности, на основании петрохимических характеристик пород. Пробы отбирались с небольшим шагом по системе параллельных пересечений Курмаинской гряды (Икско-Сакмарский сегмент зоны «передовых складок»), в пределах которой нижнепермские толщи залегают субвертикально, слагая западное крыло крупной антиклинальной складки. Слои также смяты в более мелкие дисгармоничные складки, что дает основание предполагать субслоиные тектонические смещения и ставить вопрос о сохранности стратиграфических разрезов. Определенные нами содержания Mn, Fe и Sr в карбонатных породах опробованных разрезов указывают на незначительность постседиментационных изменений химического состава, что является условием сохранности первичных Sr-изотопных характеристик. Учитывая выдержанность и большой наклон кривой изменчивости отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских отложениях нижней перми [2], корректными в пределах района работ можно считать возрастные корреляции пачек слоев в ранге ярусов и даже отдельных свит.

По результатам опробования карбонатов по 4-м профилям установлено закономерное уменьшение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах с востока на запад, указывающее на непрерывность стратиграфического разреза толщи нижнепермских отложений в западном крыле фронтальной антиклинали. Одинаковые (с учетом точности измерений) соотношения изотопов Sr

определены на всем протяжении маркирующих горизонтов, прослеженных структурными методами на десятки километров. При этом, как было установлено, литология и мощности пачек слоев несколько различались в удаленных пересечениях Курмаинской гряды. Во всех разрезах граница сакмарского и ассельского ярусов устанавливается в нижней части курмаинской свиты по значению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равному 0.7078. На этом же стратиграфическом уровне обнаружены конодонты из зон *Sweetognathus binodosus* и *Sweetognathus merilli*, фиксирующих биостратиграфическую границу ярусов. Новые данные являются основанием для всестороннего обсуждения или пересмотра сложившихся представлений, т.к. ранее эта граница в эталонном разрезе Кондуровка проводилась по подошве указанной свиты. В самом южном пересечении гряды вдоль долины р. Урал (г. Верблюдка) структурными исследованиями выявлена сложная складчато-разломная структура, в которой стратиграфическая непрерывность разреза вдоль линии профиля и прямолинейный характер кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ нарушены.

Полученные данные позволили уточнить представления о строении и тектонической эволюции рассмотренного сегмента зоны фронтальных деформаций в западном крыле дивергентной структуры Урала, а также внесли вклад в решение актуальных вопросов стратиграфии, касающиеся верификации границ сакмарского яруса в разрезах Южного Урала и влиянии деформаций на сохранность стратиграфической последовательности слоев в эталонных разрезах.

Таким образом, проведенное с применением современных методик комплексное изучение зоны «передовых складок» на Южном Урале позволило решить (уточнить) ряд актуальных вопросов тектоники и стратиграфии, как региональных, так и выходящих за рамки региональных задач.

Исследования проведены по темам госзаданий ГИН РАН и ИГГД РАН.

Литература

1. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Кузнецов А.Б., Журавлева Н.Д.* Условия формирования складчато-надвиговой структуры восточного борта Предуральяского прогиба (Икско-Сакмарский сегмент зоны «передовых складок» Южного Урала) // Геотектоника, 2025. № 1 (в печати)

2. *Schmitz M.D., Davydov V.I.* Quantitative radiometric and biostratigraphic calibration on the Pennsylvanian – Early Permian (Cisuralian) time scale and pan-Euramerican chronostratigraphic correlation // Geological Society of America Bulletin. 2012. 124. 549–577.

Докембрий Приколымского и юго-восточного фланга Омулевского террейнов Верхояно-Колымского орогена: реконструкция питающих провинций и деформации

Были изучены сложно деформированные толщи верхнего докембрия южной и центральной частей Приколымского террейна и юго-восточного фланга Омулевского террейна (Учататский тектонический блок), локализованные на востоке Верхояно-Колымского орогенного пояса.

1. В Приколымском террейне породы, относимые к верхнему докембрию, метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях и деформированы многочисленными разломами надвиговой кинематики. Породы смяты в интенсивные разномасштабные складки вплоть до лежащих изоклиналей преимущественно север-северо-западного простирания. Широко развита сланцеватость, ориентированная конформно надвигам и складкам, которая зачастую полностью затушевывает слоистость. Возраст метаморфизма пока неизвестен. Деформации докембрийских толщ настолько интенсивные, что их стратификация крайне затруднительна. На несовпадение структурных планов докембрийских и фанерозойских толщ указывал Ф.Ф. Третьяков [1], что предполагает возможность проявления здесь нескольких деформационных этапов.

Было проведено U-Pb датирование (LA-ICP-MS, университет Техаса в г. Остине) детритовых цирконов из 16 образцов докембрийских толщ Приколымского террейна, а также перекрывающих отложений кембрия. По рассчитанным нижним пределам возраста осадконакопления для метаосадочных пород по возрасту самого молодого кластера обломочных цирконов (Youngest Grain Cluster at 1σ , YGC 1σ) [3], определяемому с помощью расчета средневзвешенного значения по двум и более зернам, чьи возрасты перекрываются в пределах ошибки измерения, было установлены несколько комплексов докембрийских пород различного возраста: 1) Позднепалеопротерозойские с основным возрастным пиком обломочных цирконов ~2000–2100 млн лет, нижняя часть которых содержит риолит-порфиры с возрастом ~1750 млн лет (возможно, рас-

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

² Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴ Институт Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Jackson School of Geoscience, University of Texas at Austin, USA

пространенная севернее хакдонская свита [6] и гранитогнейсы с U-Pb возрастом 1738 ± 5 млн лет; 2) Раннемезопротерозойские с возрастными пиками ~ 2000 – 2100 и 2750 млн лет; 3) Позднемезопротерозойские с возрастными пиками ~ 1100 – 2000 и 2500 – 3000 млн лет; 4) Неопротерозойские с возрастными пиками в интервале ~ 950 – 2000 млн лет. В отложениях кембрия возрастные спектры обломочных цирконов близки таковым в неопротерозойских толщах.

2. Учатский тектонический блок Омудевского террейна расположен на юго-востоке Верхояно-Колымского орогенного пояса. Его северо-восточный фланг сложен слабо метаморфизованными фаунистически охарактеризованными существенно карбонатными отложениями среднего ордовика учатской свиты; ниже картируются метаморфические образования журской и лайминской свит мощностью до 840 м. В центральной части тектонического блока вскрыты метаморфизованные до эпидот-амфиболитовой фации породы хобойской толщи. В целом, породы блока имеют северо-восточное падение. Юго-западное крыло Учатского блока взброшено на отложения силура и верхнего триаса. В центральной части блока породы прорваны вендскими гранитогнейсами и гранодиоритами [2]. Породы журской, лайминской свит и хобойской толщи являются бластомилонитами, структурные стресс-индикаторы в которых указывают на генеральное направление тектонического транспорта с северо-востока на юго-запад. Степень метаморфизма и интенсивность деформаций увеличивается вниз по разрезу, но их возраст пока неизвестен. Отмечены проявления более ранних деформаций.

В Учатском блоке были отобраны пять образцов из кварцитов и мета-конгломератов журской и лайминской свит, три пробы из гранитогнейсов и гранодиоритов, и датированы выделенные из них обломочные и магматические цирконы (U-Th-Pb, ГИН СО РАН г. Улан-Удэ) методом LA-SF-ICP-MS. Во всех образцах кварцитов и мета-конгломератов из журской и лайминской свит наблюдается схожее распределение возрастов обломочных цирконов, что свидетельствует об их близком возрасте. Наиболее значимыми являются возрастные пики в 990 – 1100 млн лет (около 50% от всех датированных зерен), 1400 – 1476 млн лет, 1670 – 1880 млн лет и 2624 – 2742 млн лет. По расчетам нижних пределов возраста осадконакопления [3] мы предполагаем, что эти толщи имеют возраст не древнее позднего мезопротерозоя – раннего неопротерозоя. Эти данные согласуются с полученными ранее возрастными пиками детритовых цирконов из хобойской толщи на юго-западном крыле Учатского блока в интервале 998 – 1050 – 2546 – 2723 млн лет [2]. На западе Учатского блока известны амфиболиты с U-Pb возрастом 960 ± 9 млн лет и двуслюдяные гнейсы с возрастом 988 ± 6 млн лет [2], близки молодому возрастному кластеру обломочных цирконов из метаосадочных пород. Установлен U-Pb возраст

прорывающих эти толщи гранодиоритов и гранитогнейсов – 615.4 ± 1.0 , 615.4 ± 1.3 , 620.8 ± 1.0 млн лет. Эти даты также близки возрасту мигматитов и даек лейкогранитов, локализованных на юго-западном крыле и в центральной части Учатского блока – 620 , 623 ± 8 , 627 ± 4 , 627 ± 3 и 631 ± 6 [2] и свидетельствуют о поздненеопротерозойском (эдиакарском) возрасте этих образований.

3. В Приколымском террейне для позднепалеопротерозойского–раннемезопротерозойского осадочного бассейна основным источником сноса были породы с возрастом ~ 2000 и ~ 3000 млн лет. Возрастные спектры распределения возрастов обломочных цирконов из позднемезопротерозойских и неопротерозойских толщ Приколымского и Омудевского террейнов, в целом, близки. Для них характерно преобладание детритовых цирконов с возрастом около 990 – 1100 млн лет, источники которых отсутствуют на северо-востоке Азии. Возможным источником кластики мог являться Гренвильский ороген. «Гренвильский» сигнал в возрастах обломочных цирконов присутствует в мезо- и неопротерозойских толщах юго-восточной и восточной (здесь и далее в современных координатах) окраин Сибири (Южное Верхоянье [5, 7]). Полученные данные свидетельствуют, что не только юго-восточная и восточная окраины [5, 7] Сибирского палеоконтинента, но и его северный фланг могли находиться на рубеже мезо- и неопротерозоя вблизи западной окраины Лаврентии.

На северо-западе орогена в Селенняхском тектоническом блоке известны офиолиты, U-Pb возраст цирконов из габбро-амфиболитов которых определен как неопротерозойский (581 – 610 млн лет) [4]. Время кристаллизации гранитоидов Учатского тектонического блока близко возрасту этих образований.

Полевые работы выполнены по планам НИР ИГАБМ СО РАН (проект FUFG-2024-0005) и ФГБУ Института Карпинского, а также при поддержке РНФ (проект № 20-17-00169).

Литература

1. *Третьяков Ф.Ф.* О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ) // Отечественная геология. 2016. С. 85–90.

2. *Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васькин А.Ф., Петухов В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская Лист Р-55 – Сусуман. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 520 с.

3. *Dickinson W.R., Gehrels G.E.* Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 288. P. 115–125.

4. Ganelin A.V., Sokolov S.D., Shpikerman V.I., Gertseva M.V., Maskaev M.V. The new data on the age of the Kalgyn ophiolite of the Chersky collision belt (Northeast Asia): Results of U–Th–Pb (SIMS) geochronological studies // *Doklady Earth Sciences*. 2022. V. 506. N 2. P. 142–147.

5. Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precambrian Research*. 2015. V. 259. P. 78–04.

6. Khudoley A.K., Tkachenko V.I., Matukov D.I., Berezhnaya N.G., Sergeev S.A. New age data on Precambrian volcanic rocks of the Khakdon group, eastern Kolyma region // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 411. No 9. P. 1357–1361.

7. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.M., Sukhorukov V.I. U–Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from south-east Siberia and its bearing on the Laurentia – Siberia connection // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 164. P. 409–420.

И.Р. Прокопьев¹, А.Г. Дорошкевич¹

Петрологические особенности генезиса и факторы рудоносности щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и его обрамления

Щелочно-ультраосновные карбонатитовые комплексы Сибирского кратона и его складчатого обрамления являются ключевыми объектами в области познания петрологических основ генезиса специфических силикатно-карбонатных расплавов, характеризующих состав глубинных геосфер Земли. Вместе с тем, эти расплавы в своем составе содержат широкий спектр рудных компонентов, ряд из которых имеет приоритетное направление развития в науке и производстве, а также входит в ранг стратегически значимых для Российской Федерации. Со щелочными карбонатитовыми комплексами связаны месторождения на редкие (Nb, Ta, Zr и др.) и редкоземельные (РЗЭ) элементы, черные (Fe, Cr, Mn, V), цветные (Cu, Al, Zn) и благородные (Au, Ag, Pt) металлы, радиоактивные элементы (Th, U), а также месторождения апатита, флюорита, барита и др.

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

В пределах Центрально-Алданского региона выделяется палеопротерозойский этап 1.90–1.87 млрд лет формирования магнезиокарбонатитов Селигдарского типа (Селигдар, Усть-Чульман, Бирикээн) [1], образование которых совпадает с постколлизийными событиями на Сибирском кратоне [2] и формированием Каларо-Нимнырско-Малозадойской LIP [3]. При этом, в районе проявления магнезиокарбонатитов выделяется крупная продольная гравитационно-градиентная зона второго ранга, для которой характерна утоненная (мощностью до 36–38 км) и низкоплотная кора [4]. Становление рудоносной интрузии Селигдар происходило в результате внедрения щелочно-сульфатно-фосфатно-карбонатного расплава и последующей эволюции системы на гидротермальном этапе при участии щелочно-сульфатно-карбонатно-хлоридных растворов, ответственных за редкоземельную минерализацию [5]. Петрологическим фактором формирования рудоносных карбонатитов Селигдарского типа является приуроченность к локальным зонам растяжения и повышенной проницаемости земной коры при постколлизийных процессах и плюмовой активности в палеопротрозое на Сибирском кратоне.

Интервал кристаллизации пород редкометалльного (P3Э-Zr-Nb) щелочно-ультраосновного карбонатит-фоскоритового массива Арбарастах на Алданском щите составляет ~650–630 млн лет [6]. Он коррелирует с геохронологическими данными становления неопротерозойских редкометалльных карбонатитовых объектов вдоль южной и юго-восточной окраины Сибирского кратона, таких как массивы зиминского комплекса (Белая и Средняя Зима), Ингили, Жидой, Чапа, Большая Тагна и др., образование которых связывают с проявлением крупномасштабного внутриплитного магматизма и геотектоническими событиями распада суперконтинента Родиния [7–10]. Возраст становления чадобецкого редкометалльного (P3Э-Zr-Nb) щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса составляет ~255–240 млн лет [11] и соотносится с возрастом формирования объектов Сибирской LIP. Время образования чадобецкого комплекса близко возрасту траппового магматизма [12], внедрению ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции [13, 14], формированию посттрапповых кимберлитов Анабарского и Оленекского районов [15] и др. Геохимические и изотопные данные подтверждают связь процессов образования чадобецкого комплекса с деятельностью Сибирского плюма [16, 17]. Таким образом, петрологическими факторами формирования щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов редкометалльной специфики на Сибирском кратоне, таких как Чадобец и Арбарастах, являются процессы плюмовой деятельности и тектономагматической активизации при движении плит вследствие распада суперконтинента, обусловившие подъем глубинных мантийных расплавов, обогащенных щелочами, углекислотой и некогерентными элементами.

Расплавы щелочно-ультраосновных лампрофиров (айлликитов) интрузий массива Арбарастах и чадобецкого комплекса представлены смесью силикатного и карбонатного компонентов, обогащены щелочами (K_2O и Na_2O), флюидной фазой (CO_2 и H_2O) и содержит повышенные концентрации Mg, Cr, Ni и рудных элементов Fe, P, Ti, Ba, Sr, REE, Nb [10, 18]. Высокие #Mg, Cr, Ni в ультраосновных лампрофирах и изотопно-геохимические характеристики подтверждают, что айлликиты чадобецкого комплекса и массива Арбарастах кристаллизовались из близких к первичным мантийным расплавам, которые не подвергались в значительной степени процессам фракционной кристаллизации [10, 16, 17]. Формирование рудоносных карбонатитовых расплавов на исследуемых объектах связано с процессами эволюции айлликитового расплава (дифференциации и/или несмесимости), которые происходят (в промежуточных камерах) с образованием расплавов редкометалльных карбонатитов чадобецкого комплекса (месторождение Чуктукон), а также редкометалльных карбонатитов и рудоносных (P3Э-Zr-Nb-Fe-P) фоскоритов массива Арбарастах. Рудоносная редкометалльная Zr-Nb минерализация карбонатитов и комплексная Zr-Nb-Fe-P минерализация фоскоритов массива Арбарастах связана с кристаллизацией пород из щелочно-силикатно-карбонатного и богатого железом щелочно-фосфатно-карбонатного расплавов, соответственно [10]. Таким образом, петрологическим фактором формирования редкометалльных карбонатитов и фоскоритов чадобецкого комплекса и массива Арбарастах является эволюция айлликитовых расплавов с образованием рудоносных щелочно-(фосфатно)-карбонатных фракций (расплавов) и последующей их эволюции на гидротермальном этапе.

Петрологическое изучение F-Ba-P3Э карбонатитов Центрального Таймыра (Верхнекыйдинский массив) показало петрогенетическую схожесть с редкоземельными карбонатитовыми объектами позднемезозойской карбонатитовой провинции в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), представленными: в Туве – карбонатитами Карасуг и Улатай-Чоза, в Западном Забайкалье – карбонатитовыми проявлениями Улан-Удэнское, Халюта, Аршан, Южное, и в Южной Монголии – комплексом Мушугай-Худук. [19]. Возраст внедрения карбонатитов Таймыра составляет 246.5 ± 1.9 млн лет [19], что коррелирует с геохронологическими данными по объектам проявления Сибирской LIP на Сибирском кратоне и в пределах Таймырского складчатого пояса. Формирование позднемезозойских щелочно-карбонатитовых комплексов ЦАСП связано также с активной плюмовой деятельностью и проявлением внутриплитного магматизма [20]. Термобарогеохимические исследования карбонатитов Центрально-Азиатской провинции [21] и Центрального Таймыра [20] показали специфику генезиса и рудоносности редкоземельных карбонатитов, в которых рудоносная Fe-P-F-(Ba)-(Sr)-P3Э минерализация

формируется при участии солевых расплавов (или рассол-расплавов) углекислотно-фосфатно-/фторидно-/сульфатно-/хлоридно-/карбонатного состава на магматическом этапе и ортомагматических растворов фторидно-/сульфатно-/хлоридно-карбонатно-/гидрокарбонатного составов на гидротермальных стадиях эволюции карбонатитовой системы [21]. При этом, процессы кристаллизационной дифференциации и многофазной силикатно-солевой несмесимости играли основную роль в образовании редкоземельных карбонатитов ЦАСП и Центрально-Таймырского региона, что в совокупности с геологическими событиями плюмовой активности определяют петрологические факторы петрогенезиса и рудоносности исследуемых объектов.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (122041400241-5).

Литература

1. *Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Sergeev S.A., Ernst R.E. et al.* Petrography, mineralogy and SIMS U-Pb geochronology of 1.9–1.8 Ga carbonatites and associated alkaline rocks of the Central-Aldan magnesiocarbonatite province (South Yakutia, Russia) // *Mineralogy and petrology*. 2019. V. 113. Is. 3. P. 329–352.

2. *Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Ernst R., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Pisarevsky S.A., Wingate M., Söderlund U.* Proterozoic basic magmatism of the Siberian craton: main stages and their geodynamic interpretation // *Geotectonics*. 2012. V. 46. Is. 4. P. 273–284.

3. *Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P. et al.* Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. Is. 6. P. 464–469.

4. *Хомич В.Г., Борискина Н.Г.* Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского и Аргунского супертеррейнов // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 6. С. 849–862.

5. *Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Sergeev S.A.* Mineralogy, age and genesis of apatite-dolomite ores at the Seligdar apatite deposit (Central Aldan, Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 81. P. 296–308.

6. *Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Пономарчук А.В., Крук М.Н., Избродин И.А., Владыкин Н.В.* Геохронология щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса Арбарастах (Алданский щит, Якутия): новые Ar-Ar и U-Pb данные // *Геосферные исследования*. 2022. № 4. С. 48–66.

7. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В.* Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // *Докл. РАН*. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

8. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 42–59.

9. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

10. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Kruk M.N., Sharygin V.V. et al. Age and petrogenesis of ultramafic lamprophyres of the Arbarastakh alkaline-carbonatite complex, Aldano-Stanovoy shield, South of Siberian Craton (Russia): evidence for ultramafic lamprophyre-carbonatite link // Journal of Petrology. 2022. V. 63.

11. Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Малютина А.В., Старикова А.Е., Пономарчук А.В., Семенова Д.В., Ковалев С.А., Савинский И.А. Геохронология чадобецкого щелочно-ультраосновного карбонатитового комплекса (Сибирский кратон): новые U–Pb и Ar–Ar данные. // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 4. С. 865–882.

12. Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R., et al. High-³He plume origin and temporal–spatial evolution of the Siberian flood basalts // Science. 1995. V. 269. Is. 5225. P. 825–882.

13. Kogarko L.N., Zartman R.E. New data on the age of the Guli intrusion and implications for the relationships between alkaline magmatism in the Maymecha–Kotuy province and the Siberian Superplume: U–Th–Pb isotopic systematics // Geochemistry International. 2011. V. 49. Is. 5. P. 439–488.

14. Malich K.N., Khiller V.V., Badanina I.Yu., Belousova E.A. Results of dating of thorianite and baddeleyite from carbonatites of the Guli massif (Russia) // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 464. Is. 2. P. 1029–1032.

15. Sun J., Liu C., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu F.-Y., Yakovlev D., Yang Y.-H., Yang J.-H. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: insights from in situ U–Pb and Sr–Nd perovskite isotope analysis // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 404. P. 283–295.

16. Nosova A.A., Kargin A.V., Sazonova L.V., Dubinina E.O., Chugaev A.V., Lebedeva N.M., et al. Sr–Nd–Pb isotopic systematic and geochronology of ultramafic alkaline magmatism of the southwestern margin of the Siberian Craton: Metasomatism of the sub-continental lithospheric mantle related to subduction and plume events // Lithos. 2020. V. 364–365. Art. 105509. 21 p.

17. Doroshkevich A.G., Chebotarev D.A., Sharygin V.V., Prokopyev I.R. et al. Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP // Lithos. 2019. P. 245–260.

18. Prokopyev I.R., Starikova A.E., Doroshkevich A.G., Nugumanova Ya.N., Potapov V.V. Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina complex

(Chadobets Uplift, Russia): mineralogy and melt inclusion composition // Minerals. 2020. V. 10. Is. 5. 419 p.

19. *Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Starikova A.E., Yang Y., Goryunova V.O., Tomoshevich N.A., Proskurnin V.F., Saltanov V.A., Kukharensko E.A.* Geochronology and origin of the carbonatites of the Central Taimyr Region, Russia (Arctica): Constraints on the F-Ba-REE mineralization and the Siberian Large Igneous Province // Lithos. 2023. V. 440–441. 14 p.

20. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика и мантийные плюмы, их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 504–531.

21. *Prokopyev I., Doroshkevich A., Redina A.* Brine–melts and fluids of the Fe-F-P-(Ba)-(Sr)-REE Central Asian carbonatite province (Southern Siberia and Mongolia): The Petrogenetic aspects // Minerals. 2023. V. 13. Is. 4. Art. 573. 17 p.

А.Ю. Пузык¹, М.О. Аносова², С.Б. Суслев³

U-Pb датирование по циркону из риолитов федотовской свиты Каменногорского антиклинория Западного Урала

Объектом данного исследования, послужили риолиты линевского комплекса «немой» федотовской свиты верхнего рифея. Исследуемые породы находятся на западном склоне Среднего Урала, в Горнозаводском районе Пермского края.

Породы расположены в пределах Каменногорского антиклинория, являющегося составной частью структуры II-го порядка: Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория байкалид, относящегося, в свою очередь, к Центрально-Уральскому поднятию (ЦУП). Комплексы Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория формировались в позднем рифее и венде в рифтогенной обстановке. Самыми древними магматическими породами территории (рис. 1), являются вулканиты федотовской свиты (рис. 1).

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³ АО «Геокорта-Пермь», Пермь, Россия

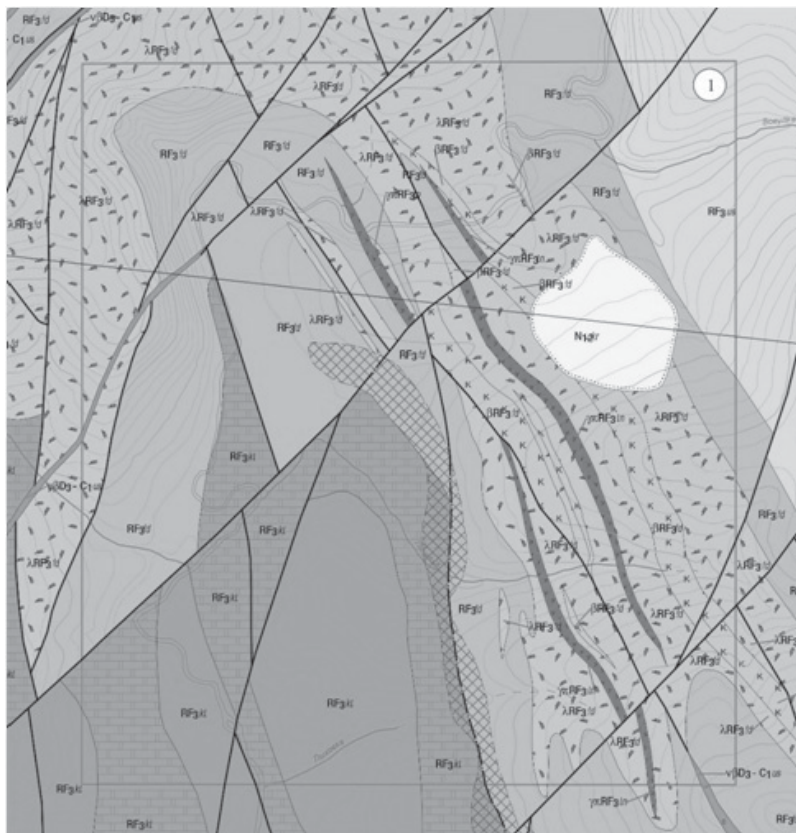


Рис. 1. Геологическая карта отложений федотовской свиты

Федотовская свита (RF₃fd) является нижней свитой басегской серии, впервые выделена А.А. Кухаренко в 1945 г. по р. Койва у пос. Федотовка. По данным геологической съемки, проведенной С.Б. Сусловым в 1996 и 2004 гг., установлена идентичность состава федотовской и кырминской свит. Аналогичных взглядов придерживался и Б.Д. Аблизин [1].

В результате проведённых тематических работ С.Б. Сусловым в 2014 году [2], состав свиты несколько изменился: на основании документации разрезов, канав, шурфов и скважин предлагается трёхчленное деление федотовской свиты.

Нижняя подсвита представлена углисто-серицит-кварцевыми сланцами тёмно-серыми до чёрного мощностью до 150 м.

Средняя подсвита представлена вулканогенной пачкой, сложенной метаморфизованными риолитами, реже их туфами. Среди риолитов на-

блюдаются прослой базальтов мощностью до 50–80 м и подчинённые прослой до 15 м углисто-серицит-кварцевых сланцев, часто интенсивно метасоматически изменённых до магнетит-хлорит-серицитовых; кварц-доломит-альбитовых; хлорит-серицит-кварц-альбитовых; лейкоксен-серицитовых; альбит-серицит-хлоритовых; хлорит-лейкоксен-серицитовых; альбит-анкерит-серицитовых; серицит-гематит-кварцевых сланцев, а также редкие прослой окремнелых известняков (0.5–2.0 м). Мощность вулканогенной пачки около 300 м. Максимальным распространением вулканиты пользуются на периклинальном замыкании крупной антиклинальной структуры. Южнее истоков р. Лыковка мощности вулканитов резко уменьшаются и в районе р. Кырма они исчезают совсем. На западном крыле антиклинали вулканиты протягиваются по водоразделу с р. Берёзовка и исчезают на широте р. Петровка.

Верхняя подсвета федотовской свиты представлена мощной пачкой углисто-серицит-кварцевых сланцев тёмно-серых до чёрного тонкополосчатых с будинированными линзовидными прослоями тёмно-серых кварцитопесчаников от 5–30 см до нескольких метров (преимущественно в верхней половине интервала), в нижней части – иногда присутствуют будины окремнелых известняков (до 1 м). Мощность пачки углистых сланцев – 450–700 м, а всей федотовской свиты – до 1150 м. Присутствие углеродсодержащих сланцев позволяет предположить восстановительные условия осадконакопления мелководного морского бассейна [3, 4].

Для уточнения возраста федотовской свиты верхнего рифея были проведены изотопно-геохронологические исследования циркона из риолитов линевского комплекса федотовской свиты. Материалами для данного исследования послужили образцы, отобранные из обнажений реки Койва, в районе поселка Теплая гора. Каменный материал на основании петрографического описания представлен метариолитами.

Совместно с коллегами из Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (аналитик Аносова М.О.) проведены уран-свинцовые изотопно-геохронологические исследования циркона из риолитов линевского комплекса федотовской свиты методом LA-ICP-MS. По результатам исследования построена диаграмма с конкордией (рис. 2) и рассчитано средневзвешенное значение возраста по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Как видно из рис. 2, полученные значения возрастов для циркона из риолитов линевского комплекса федотовской свиты образуют две группы. Средневзвешенное значение возраста, рассчитанное по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, для первой группы циркона составляет 738.3 ± 8.1 млн лет, для второй группы – 824.2 ± 6.9 млн лет. Вероятно, присутствие в исследуемой выборке разновозрастных зёрен циркона отражает наличие наложенных процессов.

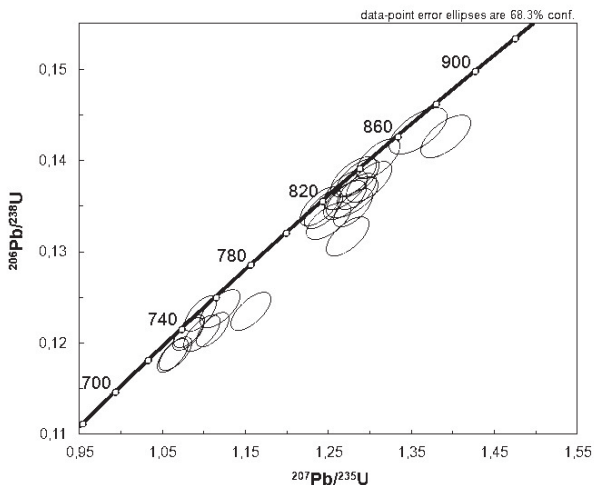


Рис. 2. График с конкордией для цирконов из риолитов линевского комплекса федотовской свиты

В результате проведенных исследований, удалось подтвердить предположение предшественников (ссылка) о верхнерифейском возрасте ранее «немой» федотовской свиты.

Литература

1. *Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А. и др.* Верхний рифей и венд Западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 135 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-ХVII (Горнозаводск). Объяснительная записка / С.Б. Суслов, В.Н. Зорин, А.Н. Кинёв, А.А. Рыжов, В.И. Шевченко, И.А. Фролова. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 262 с.
3. *Ибламинов Р.Г.* К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении // Пермь: Пермский ун-т, 2001. С. 34–44.
4. *Курбацкая Ф.А.* Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., МГУ, 1985. 38 с.

Фрагменты интрузий Урало-Аляскинского типа в докембрийских блоках Урала: геологические следствия

Ультрамафит-мафитовые комплексы (интрузии) Урало-Аляскинского типа (КУАТ) обладают целым рядом геологических и петрологических характеристик, позволяющих отличать их от других гипербазит-габбровых комплексов. К ним относится, в первую очередь, геологическая ассоциация форстеритовых дунитов с хром-платиновой минерализацией и клинопироксенитов, которые могут вмещать титаномагнетитовое оруденение. Количественные соотношения этих двух видов ультрамафитов в конкретных интрузиях могут существенно варьировать, но в крупных структурах, таких как Платиноносный пояс Урала, пояса юго-восточной Аляски и Британской Колумбии, клинопироксениты существенно преобладают над дунитами [1, 6, 7, 9, 11]. Следовательно, клинопироксениты являются наиболее распространенным типом ультрамафитов в комплексах Урало-Аляскинского типа. Геологической особенностью КУАТ, как считается, является их концентрически-зональное строение, когда дунитами сложены центральные части интрузий, а клинопироксенитами краевые оболочки. Такое строение не является обязательным и встречается не во всех комплексах. Образование концентрически-зональной структуры интрузий до сих пор является предметом дискуссий. Важным петрологическим признаком ультрамафитов является отсутствие ортопироксена и плагиоклаза либо их образование в небольшом количестве на заключительных стадиях кристаллизации клинопироксенитов.

Согласно существующим обзорам [1, 7], интрузии Урало-Аляскинского типа, преимущественно, формируются в конвергентных обстановках в зонах перехода океан–континент. Максимальное распространение КУАТ получили в палеозое и мезозое, когда тектоника литосферных плит проявляла себя в наиболее явном виде. Однако концентрически-зональные дунит-клинопироксенитовые интрузии с хром-платиновой минерализацией, аналогичные КУАТ, встречаются и в жестких блоках древних платформ. Примером может служить массив Кондер и подобные ему интрузии мезозойского возраста на Алданском щите [5]. В литературе описаны интрузии Урало-Аляскинского типа докембрийского возраста, но это скорее исключение, чем правило [8]. «Островодужные» геохимические характеристики ультрамафитов, постоянное присутствие амфибола и флогопита,

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

как отражение флюидонасыщенности первичных расплавов, принимается геологами как доказательство супрасубдукционной природы КУАТ, в том числе и для докембрийских комплексов [6, 7–9, 11].

Значительная доля клинопироксенитов (клинопироксена) в составе интрузий Урало-Аляскинского типа, заставляет учитывать этот факт при оценке состава первичного расплава, родоначального для КУАТ. Проведенные расчеты показывают, что расплав должен соответствовать оливин-клинопироксеновой котектике при давлении менее 20 кбар. Главная петрохимическая характеристика такого расплава – это высокое $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$. Этим требованиям соответствуют анкармитовый расплав, образование которого связано с плавлением метасоматизированной мантии верлитового состава [6, 10], что согласуется с предполагаемой надсубдукционной природой КУАТ.

При изучении докембрийских блоков на Урале (Александровский и Уфалейский), в их составе были описаны высокоизвестковистые ультрамафиты – верлиты, клинопироксениты и тылаиты (на горе Карандаш они получили название израндиты). Эти блоки приурочены к передовой части Уфимского выступа Восточно-Европейской платформы и совместно с архейским Тараташским блоком рассматриваются как фрагменты ее цоколя, выведенные на поверхность и в разной степени переработанные в ходе палеозойской геологической истории.

В Александровском блоке, в районе горы Карандаш, израндиты и клинопироксениты образуют блоки размером от нескольких метров до сотен метров, окруженные со всех сторон амфиболитами. В эндоконтактных зонах клинопироксенитов отмечаются верлиты. Ультрамафиты прорваны дайками мелкозернистых амфибол-клинопироксеновых пород, которые по составу близкими к израндитам, но содержат больше глинозема и титана. По данным А.А. Краснобаева [3], возраст протолита израндитов 2696 млн лет. Он соответствует единичному определению конкордантного U-Pb возраста циркона. Остальные цирконы образуют дискордию с верхним пересечением конкордии в области 2022 млн лет. В Уфалейском блоке среди полосчатой амфиболит-гнейсовой толщи егустинской свиты залегает субмеридиональное тело (4×0.5 км) ортопироксен-плаггиоклаз-оливиновых клинопироксенитов, выраженное в рельефе северной и южной Шигирскими сопками. Геологические взаимоотношения между вмещающими метаморфическими породами и ультрамафитами не установлены. Возраст пироксенитов по данным А.А. Краснобаева [2] 1651 млн лет. Другие цирконы образуют дискордию с верхним пересечением в области 1444 млн лет. Распределение возрастов детритового циркона из элювиально-делювиальных отложений в непосредственном обрамлении ультрамафитов Александровского и Уфалейского блоков имеет одномодальный характер с доминирующим максимумом 2000–2100 млн лет, ко-

торый соответствует времени проявления гранулитового метаморфизма и мигматизации в Тараташском и Александровском блоках [4].

Главной петрографической особенностью ультрамафитов Александровского и Уфалейского блоков является доминирование в их составе клинопироксена, признаки ранней кристаллизации оливин-клинопироксеновой ассоциации, поздний характер ортопироксена и криптовый облик плагиоклаза, который кристаллизуется в породах последним. По нормативному составу породы соответствуют оливин-клинопироксеновой котектике, а по химическому составу сходны с клинопироксенитами и тылаитами из массивов Платиноносного пояса Урала или из комплексов Урало-Аляскинского типа других геологических провинций. Они характеризуются высокими содержаниями $MgO > 10 \text{ мас.}\%$ и $CaO/Al_2O_3 > 1$, что позволяет относить их к продуктам кристаллизации анкармитового расплава. Породы характеризуются повышенными содержаниями стронция и низким отношением $Al/Sr = 100\text{--}200$, что соответствует уровню этих элементов в породах КУАТ. Модель распределения РЗЭ сходна с геохимией этих элементов в тылаитах и клинопироксенитах Платиноносного пояса Урала. По сравнению с ними докембрийские ультрамафиты обогащены хромом и титаном, что может быть связано с особенностями палеопротерозойского мантийного субстрата и влиянием плюмового компонента на состав первичного расплава.

По совокупности петрографических и геохимических признаков высокоизвестковистые ультрамафиты в докембрийских блоках Урала следует рассматривать как аналоги пород из комплексов Урало-Аляскинского типа палеозойского или мезозойского возраста. Вероятно, что в современном виде они представляют собой фрагменты некогда существовавших интрузий, раздробленные и вовлеченные в своеобразные метаморфические меланжи древних блоков. Возможно, что с этим связано отсутствие на современном эрозионном срезе форстеритовых дунитов, типичных для КУАТ, которые легко подвергаются метаморфическим преобразованиям. С другой стороны, большинство описанных в литературе докембрийских комплексов Урало-Аляскинского типа характеризуется повышенной железистостью и присутствием вместо дунитов железистых верлитов и оливинитов. Это может свидетельствовать о высокожелезистом составе докембрийского мантийного субстрата. Однако высокоизвестковистый характер пород и их соответствие оливин-клинопироксеновой котектике и расплавам анкармитового типа указывает на верлитовый мантийный источник, который мог образоваться только в результате метасоматических преобразований примитивной мантии, вероятно, с участием карбонатного вещества и CO_2 . Следовательно, присутствие в докембрийских блоках Урала высокоизвестковистых ультрамафитов является прямым доказательством проявления в палеопротерозое процессов мантийного

карбонатного метасоматоза в субконтинентальной мантии в восточном краю Восточно-Европейской платформы.

«Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00224, <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>».

Литература

1. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: УрГУ, 1997. 488 с.

2. *Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А.* Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.

3. *Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Бушарина С.В. и др.* Цирконология израндитов (Южный Урал) // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 394–398

4. *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.

5. *Малич К.Н.* Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.

6. *Пушкарев Е.В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

7. *Guillou-Frottier L., Burov E., Augé T., Gloaguen E.* Rheological conditions for emplacement of Ural–Alaskan-type ultramafic complexes // *Tectonophysics*. 2014. V.631. P. 130–145.

8. *Helmy H.M., Abd El-Rahman Y.M., Yoshikawa M. et al.* Petrology and Sm–Nd dating of the Genina Gharbia Alaskan-type complex (Egypt): Insights into deep levels of Neoproterozoic island arcs // *Lithos* 2014. V.198–199. P. 263–280

9. *Himmelberg G.R., Loney R.A.* Characteristics and petrogenesis of alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. Reston: United States Geological Survey (USGS). Professional Paper. 1995. 47 p.

10. *Medard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L.* Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // *J. Petrology*. 2006. V. 47. № 3. P. 481–504.

11. *Nixon G.T., Geo H., Hammack J. L., et al.* Geology and platinum group element mineralization of Alaskan-type ltramafic-mafic complexes in British Columbia. Bulletin 93. British Columbia Ministry of Employment and Investment, Energy and Minerals Division, Geological Survey Branch, 1997. 142 p.

Роль местных источников сноса при формировании базальных отложений верхнего рифея Приполярного Урала

В северной части Приполярного Урала вскрывается наиболее полный разрез докембрия для всего Тимано-Североуральского региона, включающий отложения нижнего и верхнего протерозоя. Нашими прежними работами было показано, что верхнепротерозойский разрез этого района начинается с пуйвинской свиты позднего рифея [6, 13 и др.]. Сравнение графиков плотности вероятности распределения U-Pb датировок зерен детритового циркона из пород пуйвинской свиты и перекрывающих ее верхнерифейских терригенных отложений (хобеинской и мороинской свит) с сопоставимыми с ними по возрасту отложениями сопредельных территорий [7] показывает наибольшую их схожесть с распределением U-Pb датировок этого минерала из рифейских отложений Среднего и Северного Тимана, а также п-ова Канин, в которых нижняя возрастная граница, как и на Приполярном Урале, близка к рубежу среднего и позднего рифея [1, 2, 9–11]. Это может указывать на то, что в позднем докембрии северо-восточная периферия ВЕП (в современных координатах), включая Приполярный Урал, Северный и Средний Тиман, п-ов Канин, принадлежали к одной и той же континентальной окраине, а начало формирования пуйвинской свиты (около 900 млн лет назад) определяет время ее заложения.

Как нами, так и другими исследователями предполагается, что обломочный материал в верхнерифейский бассейн осадконакопления в основном мог поступать из кристаллических комплексов северо-западной фенноскандинавской части ВЕП. Однако схожесть возрастных спектров зерен детритового циркона из верхнерифейских метатерригенных толщ Приполярного Урала с возрастными спектрами зерен метаморфогенного циркона из полиметаморфических комплексов Приполярного Урала [4] дает основание считать, что определенное значение могли иметь также местные источники сноса обломочного материала, в частности, полиметаморфические комплексы северо-восточной части фундамента ВЕП.

С целью оценки возможного поступления в верхнерифейский бассейн осадконакопления продуктов размыва полиметаморфических образований фундамента ВЕП было выполнено сравнительное изучение морфологических особенностей и химического состава акцессорного апатита из

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

метатерригенных слюдистых сланцев пуйвинской свиты и из парагнейсов нижнепротерозойского няртинского метаморфического комплекса, залегающего в основании докембрийского разреза Приполярного Урала.

Установлено, что все изученные апатиты являются фторапатитами. При этом апатиты из высокотемпературных метаморфитов няртинского комплекса (а также продуктов их частичного ретроградного изменения) отличаются от апатитов из низкотемпературных метаморфитов пуйвинской свиты более высоким содержанием этого элемента: 2.39–4.82 мас.% (в среднем 3.31 мас.%) и 1.98–2.42 мас.% (в среднем 2.13 мас.%) соответственно, а также повышенным содержанием ЛРЗЭ и наличием отчетливой Eu аномалии на графиках распределения РЗЭ, нормированных по хондриту.

В большинстве изученных зерен апатита из слюдистых сланцев пуйвинской свиты были обнаружены округлые ядра (рис. 1). Они представлены этим же минералом, но отвечают по химическому составу и некоторым другим особенностям (химической неоднородности, оптическим свойствам, наличием и составом минеральных включений) апатиту из парагнейсов няртинского комплекса и продуктов их ретроградного изменения. Из этого следует, что метаморфические породы, подстилающие пуйвинскую свиту, могли быть значимым источником терригенного материала при ее формировании.

В связи с приведенными данными представляют интерес полученные недавно результаты изучения акцессорных минералов из рифейский терригенных отложений Среднего Тимана [2, 3]. Во-первых, при U-Th-Pb датировании обломочного рутила из метапесчаников визингской и лунвожской свит (предположительно среднего–позднего рифея) максимально возможный возраст отложений был определен как 878–926 и 885–904 млн лет соответственно, что близко максимально возможному возрасту пуйвинской свиты. Во-вторых, при изучении обломочного турмалина установлено преобладание неокатанных и угловатых зерен этого минерала, указывающее на то, что зерна не претерпевали значительного переотложения, и не являются перемытыми из более древних осадочных комплексов. Полученные данные о химическом составе обломочного турмалина дали основание считать, что основными источниками этого минерала являлись парагнейсы и слюдяные сланцы, преобразованные в *P-T*-условиях, достигающих амфиболитовой фации метаморфизма. Это позволило сделать предположение [2], что основными источниками сноса при формировании пород рифейского возраста Среднего Тимана выступали древние метаморфические и магматические комплексы, входящие в состав Свеконорвежско-Гренвильского орогена. В качестве рабочей гипотезы было принято представление Х. Лоренца с соавторами [12] о том, что названный ороген был первоначально развит значительно шире, чем его

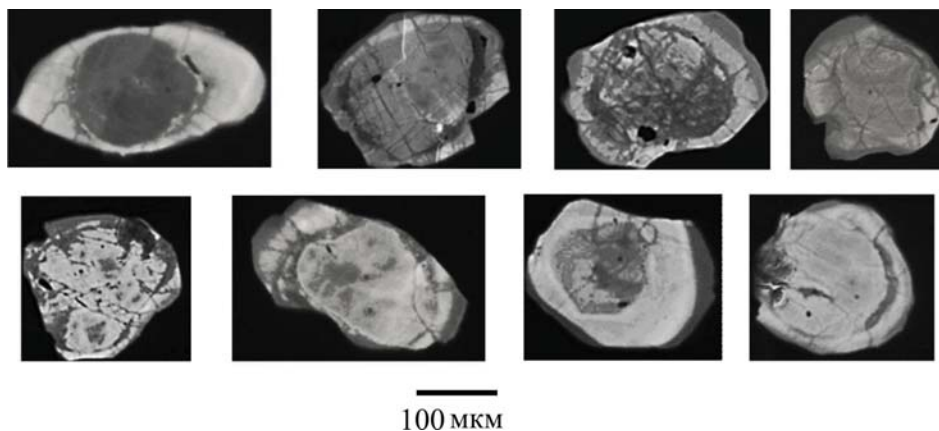


Рис. 1. CL-изображения апатита из пород пуйвинской свиты

современные выходы на дневную поверхность и, вероятно, протягивался далеко на восток и на север (в современных координатах).

Не исключая такую возможность отметим, что первичным источником метаморфогенных обломочных минералов при формировании рифейских отложений Тимана, как и Приполярного Урала, могли быть не удаленные – фенносканинавские, а близрасположенные дорифейские полиметаморфические образования северо-восточной окраины ВЕП. В пределах Канино-Тиманской гряды такой полиметаморфический комплекс обнажается в ядре Микулкинской антиклинали на п-ве Канин, выделяемый как микулкинская серия [8]. Конкордантный U-Pb возраст циркона, датирующий в нашей интерпретации время проявления раннего этапа высокотемпературного метаморфизма, равен 1948 ± 15 млн лет [5].

Литература

1. Андреев В.Л., Соболева А.А., Герелс Дж. U–Pb возраст и источники сноса обломочных цирконов из верхнедокембрийских отложений Северного Тимана // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 2. С. 32–45.
2. Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худoley А.К. и др. Возраст и источники сноса пород четласской серии (рифей) Среднего Тимана по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 6. С. 3–23.
3. Брусницына Е.А., Верещагин О.С., Ершова В.Б. Обломочный турмалин из рифейских терригенных отложений Среднего Тимана: химический состав и генезис // Записки РМО. 2022. Ч. 151. № 1. С. 29–43.

4. *Повасев К.С., Пыстин А.М., Гракова О.В. и др.* Кварциты хобейнской свиты Приполярного Урала: вещественный состав, возрастные ограничения и возможные источники сноса терригенного материала // *Литосфера*. 2024. Т. 24. № 3. С. 507–525.

5. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // *Проблемы геологии и минералогии*. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176–195.

6. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Б.* Первые результаты U–Pb датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2019. № 2. С. 172–175.

7. *Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И. и др.* U–Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // *Литосфера*. 2022. № 6. С. 242–249.

8. Рифей и венд европейского Севера СССР / Редакторы: В.А. Дедеев, В.Г. Гецен. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1987. 124 с.

9. *Удортатина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б.* Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии среднего Тимана на основании U–Pb датирования детритных цирконов // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 15–32.

10. *Соболева А.А., Андреичев В.Л., Бурцев И.Н. и др.* Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана (U–Pb возраст и источники сноса) // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2019. Т.94. Вып. 1. С. 3–16.

11. *Соболева А.А., Андреичев В.Л., Хубанов В.Б., Зархидзе Д.В.* U–Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из верхнедокембрийских отложений полуострова Канин // *Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов*. Материалы VIII Российской конференции по изотопной гшеохронологии. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2022. С. 145–147.

12. *Lorenz H., Gee D.G., Larionov A.N., Majka J.* The Grenville–Sveconorwegian orogen in the high Arctic // *Geol. Mag.* 2012. V. 149. N 5. P. 875–891.

13. *Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V.* U–Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age // *International Geology Review*. 2020. V. 62. Is. 17. P. 2189–2202.

Тектонофизика магматизма Норильского района

Введение

По мнению значительной части исследователей, уникальность медно-никелевых руд Норильского и Талнахского рудных узлов обусловлена мощностью магматического извержения, произошедшего в конце пермского и начале триасового периода (251 ± 3 млн лет), а также особенностями строения коры, благоприятствовавшего процессам дифференциации магматических интрузий. Существует несколько разных концепций, объясняющих механизм увеличения концентрации медно-никелевых руд в интрузиях, в основу которых заложен механизм кристаллизационно-гравитационной дифференциации [5]. Наибольшее распространение получило предположение о формировании руд в условиях открытой магматической системы [4]. В модели Радько–Надретта формирование дифференцированной интрузии происходит в результате многократного поступления магмы в камеру, типа гипабиссальный суб-вулкан, имеющей подводящий и выводящий каналы. В другой гипотезе образования норильских месторождений в условиях закрытой системы, предполагающей вынос сульфидов в капельном виде напрямую из мантии, прогнозировались именно такие участки земной коры. Наиболее благоприятными зонами для этого процесса рассматривались краевые зоны платформы с сосредоточенными здесь глубинными разломами. В генетических моделях рассматривается возможность фракционной дифференциации и в промежуточных внутрикоровых магматических очагах – камерах [2]. В накоплении металлов платиновой группы в рудах могла иметь значение длительность пути движения сульфидов от источника до магматической камеры. В работе [3] также отмечается отличительная черта формирования Норильских рудных узлов за счет обогащения мантийного вещества коровым (в первую очередь, обогащений серой) с формированием богатых сульфидных Cu–Ni-месторождений. В работе [1] рассматривалась возможность образования сульфидной жидкости в процессе миграции расплава через серосодержащие породы земной коры. Показано, что объемы сульфатной серы эвапоритов и углеводородов угленосных и нефтегазоносных отложений норильского района достаточны для осуществления таких процессов. Авторы работы [6] предполагают, что часть магмы оставалась в камерах земной коры среднего глубинного

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

² ООО «Полюс», ООО «Норникель Технические Сервисы», Санкт-Петербург, Россия

уровня, где происходило насыщение и накопление сульфидов. Позднепротерозойские породы и породы палеозоя (мощностью до 6–7 км), содержащие медную минерализацию осадочного происхождения и эвапоритовые толщи, возможно, внесли дополнительный вклад в обогащение металлами рудоносных интрузивов. Важно отметить, что разные взгляды на глубины формирования внутрикоровых очагов, на возможность остановки продвижения и длительного прохождения магмы в колоннах, а также на формирование рудоносных интрузий вблизи поверхности обычно связывают с особенностью структурного строения Норильского района (НР).

В нашем докладе мы покажем, что возможность остановки продвижения магмы в разломе (колонне), формирование внутрикоровых пластообразных магматических очагов и образование в приповерхностных условиях карандашеподобных и лентовидных интрузий (хонолиты), к которым относятся большинство богатых рудных залежей, следует связывать со специфической особенностью геодинамической обстановки – напряженного состояния земной коры, эволюционировавшего в процессе магматизма. Целью исследований является установление закономерностей эволюции напряженного состояния коры в процессе магматизма и роли этих изменений в формировании внутрикоровых магматических очагов, а также интрузий различного типа (дайки, силы, хонолиты) в верхней части осадочного чехла.

Тектонофизический базис исследований

В нашем исследовании мы будем опираться на представления об определяющей роли в формировании рудосодержащих силлов в верхней части туфогеновой толщи промежуточных внутрикоровых магматических очагов. Главная также интрузий различного типа (дайки, силы, хонолиты) в верхней части осадочного чехла. роль в образовании таких очагов связана не столько со структурными особенностями коры Норильско-Хараслахского прогиба (НХП), сколько с особенностями эволюции напряженного состояния коры Хантайско-Рыбнинского вала (ХРВ). Для условий НР нами исследована эволюция корового напряженного состояния, как на стадии до начала (карбон-пермский период), так и в ходе самого траппового магматизма (пермо-триасовый период). Формированию осадочного бассейна в режиме пассивной континентальной окраины отвечает ориентация главных напряжений, отвечающая геодинамическому типу напряженного состояния горизонтального растяжения (наибольшее сжатие субвертикально). Оно имело место в земной коре всего осадочного бассейна в раннем и среднем палеозое, до начала конседиментационного роста ХРВ. Начиная с кембрия происходит поднятие ХРВ, которое сопровождается частичной эрозией. В этот период идет ускоренное развитие НХП, куда происходил снос эродированного материала. Формирование рельефа в 1–2 км как на конседи-

ментационной стадии, так и на последующих этапах развития структур приводит к появлению большой разницы между горизонтальными напряжениями в коре для осевых частей области поднятия и прогиба, она может достигать 40 МПа. Из-за этого в верхних слоях коры (глубины до 5 км) НХП и Тунгусской синеклизы, расположенных в непосредственной близости (до 20–30 км) от ХРВ, должны возникать дополнительные сжимающие напряжения, которые сглаживают контраст в напряжениях для осевых частей. Таким образом, в горизонтальном направлении, ортогональном простиранию ХРВ, могло действовать наибольшее сжатие, что определило изменение геодинамического типа напряженного состояния с горизонтального растяжения на горизонтальное сжатие. На глубинах более 7 км влияние поднятия ХРВ уменьшается, и на больших глубинах далее вплоть до фундамента имеет место напряженное состояние горизонтального растяжения.

Эрозионные процессы, уменьшающие высоты рельефа для ХРВ на 3 км, способны повысить уровень горизонтального сжатия за счет остаточных напряжений сжатия пород, пришедших вверх с больших глубин. Это приводит к тому, что в ХРВ на глубинах до 10–15 км такое повышение может достигать на 30–50 МПа, что должно было привести к смене геодинамического типа напряженного состояния на режим горизонтального сжатия. В ближних участках соседних к востоку и западу от ХРВ тектонических провинций также повышается уровень напряжений горизонтального сжатия, что могло привести к формированию здесь режима горизонтального сжатия.

В период магматических излияний в перми–триасе ХРВ трижды испытывал поднятие и эрозию. Поэтому рассмотренный выше механизм формирования напряженного состояния горизонтального сжатия в пределах верхних слоев ХРВ и сопредельных с ним западного и восточного бортов соответственно Норильско-Хараелахского и Имангдино-Летнинского разломов мог возобновляться в новой структурно-стратиграфической обстановке. По мере удаления от ХРВ падает уровень напряжений горизонтального сжатия, что приводит к смене геодинамического типа напряженного состояния от горизонтального сжатия к горизонтальному сдвигу и далее к горизонтальному растяжению.

Возникновение в триасовом периоде вулканической «покрышки» (туфолавоваы толщи) в несколько километров можно рассматривать как дополнительное вертикальное нагружение на породы коры дотриасового возраста. В этом случае в коре под вулканической покрышкой появляются дополнительные напряжения вертикального литостатического сжатия и меньшие по величине дополнительные напряжения горизонтального сжатия (в упругом состоянии меньше на 30–35%, в закритическом – на 5–10%). Наиболее сильно это изменяет напряженное состояние коры ХРВ в примыкающих к нему с запада и востока структурах НХП и Тунгус-

ской синеклизы, в которых в пермское время имел место режим горизонтального сжатия. Это приводит к тому, что здесь может смениться режим напряженного состояния на горизонтальное растяжение с ориентацией наибольшего горизонтального сжатия (меньшего, чем вертикальное литостатическое давление), ортогональную простиранию ХРВ.

Энергомеханический базис исследований

Рассмотрим главные физические положения, определяющие возможность продвижения магмы по разломам земной коры, на основе которых будет изложен тектонофизический подход по прогнозу глубин формирования промежуточных магматических камер (очагов) в земной коре.

Математические и физические модели формирования даек и силлов, так же, как и механизм трансформации коровых разломов в магмопроводящие колонны, базируются на требовании превышения давления магмы (P_m^f) в ее фронте и внутри трещины – разлома над обжимающими напряжениями σ_{π} в окружающем массиве $P_m^f \geq \delta_c + \sigma_{\pi}$, сжатие положительное (δ_c – прочность пород на разрыв). Давление магмы P_m для стационарной стадии можно представить в гидростатическом виде $P_m = P_m^o - h g \rho_m$ (h – расстояние вдоль субвертикального разлома от кровли магматического очага, g – ускорение силы тяжести, ρ_m – плотность самой магмы, а P_m^o – давление магмы в подкоровом очаге). Давление P_m^o в мантийном магматическом очаге, расположенном под подошвой коры на глубине H_c , можно считать близким к весу столба вышележащих пород, т.е. к литостатическому давлению на подошве коры $p_{\pi} = H_c g \rho_c$ (ρ_c – плотность пород коры).

На основе этих базисных положений были созданы одномерные модели, определяющие глубинные изменения напряжений в коре при продвижении расплавленной магмы по магмопроводящим субвертикальным разломам. Исследовались закономерности этого процесса при разных начальных режимах напряженного состояния в коре (горизонтальное растяжение или сжатие и их сочетание на разных глубинах), а также для разной плотности магмы. Выявлены случаи, отвечающие излиянию магмы на поверхности (вулканизм и ареальный магматизм), а также случаи остановки продвижения магмы на уровне средней и верхней коры и формировании крупных горизонтальных интрузий – промежуточных глубинных магматических очагов.

Главные выводы

В результате выполненных исследований можно сформулировать основные положения тектонофизической модели процесса формирования рудоносных дифференцированных интрузий:

1. Показано, что главным фактором, определившим возможности формирования месторождений магматического генезиса в НР, является неоднородность напряженного состояния, которая связана не со структурными особенностями и с вещественным составом пород коры, а в значительной степени с рельефообразованием и экзогенными процессами. Эти процессы на момент пермского времени, то есть еще до начала магматизма, сформировали глубинную и латеральную зональность напряженного состояния коры в окрестности ХНВ, которая затем продолжала эволюционировать в ходе вулканического процесса. Для НР к началу пермского периода существовали два основных режима напряженного состояния коры в виде горизонтального растяжения и горизонтального сжатия. Режим напряженного состояния горизонтального сдвига также имел место в коре, но он был связан с локальными изменениями напряжений двух выше названных основных режимов, которые интенсифицировались в период магматизма.

2. Продвижение магмы по субвертикальному разлому происходит только в условиях, когда ее давление выше уровня напряжений горизонтального сжатия. Поэтому наиболее благоприятным для формирования изливания лав из субвертикальных магмопроводящих разломов на поверхность или формирования горизонтальных интрузий в осадочном чехле является режим корового напряженного состояния в виде горизонтального растяжения. В результате поднятия магмы по вертикальным разломам всегда происходит повышение уровня напряжений горизонтального сжатия, нормальных к ним. При этом уровень сжимающих горизонтальных напряжений, действовавших параллельно таким разломам, повышается значительно меньше, т.е. в коре возникает режим горизонтального сдвига.

3. Для напряженного состояния западной части НХП и для восточной части Тунгусской синеклизы режим напряженного состояния горизонтального растяжения коры обеспечивал возможность транспорта магмы по субвертикальным разломам до поверхности. Напряженное состояние горизонтального сжатия, действовавшее в коре сопряженных с ХРВ областях НХП и в западном сегменте Тунгусской синеклизы, приводило к блокированию поднятия магмы по разлому в средней коре. Поэтому на данных глубинах могли образовываться крупные субгоризонтальные интрузии (режим горизонтального сжатия), которые следует рассматривать как промежуточные внутрикоровые магматические очаги. Для коры центральной части ХРВ, где до глубин средней коры имел место режим горизонтального сжатия, «блокирование» разлома происходило в нижней коре в условиях напряженного состояния горизонтального растяжения, при котором не могли образовываться горизонтальные интрузии – промежуточные внутрикоровые очаги.

4. В условиях напряженного состояния НР вблизи Норильско-Харалахского, Микчандинского и Имангдино-Летнинского магмоподводящих разломов возникновение внутрикоровых промежуточных магматических камер не является конечной стадией процесса. Возможность дальнейшей транспортировки магмы в осадочный чехол обусловлена изменениями напряженного состояния, которые постепенно (1–2 млн лет) происходят в коре за счет появления дополнительной вертикальной нагрузки из-за поверхностных излияний лав и формирования эффузивной толщи мощностью 2–4 км. Эти изменения напряжений приводят к тому, что равновесное состояние на вертикальных трещинах сменится неравновесным, т.к. давление магмы в промежуточном очаге становится выше уровня напряжений горизонтального сжатия. Магма снова медленно (по мере роста эффузивной толщи) начинает перемещаться вверх по разломам и вертикальным трещинам.

5. Характер напряженного состояния коры вблизи Норильско-Харалахского, Микчандинского и Имангдино-Летнинского разломов приводит к тому, что уже в осадочном чехле на глубинах 2–6 км может происходить повторное блокирование магмоподводящих разломов и вертикальных трещин, так как здесь опять давление магмы сравнивается с уровнем напряжений горизонтального сжатия, нормального к разлому. Малые вариации давления магмы во внутрикоровом очаге дают три возможных варианта развития процесса, два из которых приводят либо к формированию горизонтальных интрузий, либо к излиянию лав на поверхность.

Заключаем, что напряженное состояние коагматического горизонтального сдвига, возникающее в малопрочных породах осадочного чехла на стадии создания горизонтальных интрузий, является главным фактором формирования хонолитаобразных интрузивных структур. Нахождение магмы в промежуточных камерах земной коры среднего глубинного уровня и последующее ее медленное проникновение вверх на финальной стадии процесса приводит к насыщению и накоплению в ней сульфидов из пород окружающего разогретого и флюидизированного массива за счет содержащейся в нем сульфатной серы.

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН

Литература

1. Альмухамедов А. И., Медведев А. Я. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М.: Наука, 1982. 146 с.
2. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии / Под ред. Соболева В.С. Новосибирск: Наука, 1975. 434 с.
3. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. Восточно-Скандинавская и Норильская плю-

мовые базитовые обширные изверженные провинции Pt/Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений, 2013, Т. 55, № 5. С. 357–373.

4. *Радько В.А.* Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19–27.

5. *Соболев В.С.* Петрология траппов: Избранные труды. Новосибирск. Наука, 1986. 209 с.

6. *Yakubchuk A., Nikishin A.* Noril'sk–Talnakh Cu–Ni–PGE deposits: a revised tectonic model // Mineralium Deposita. 2004. V. 39. P. 125–142.

Е.А. Родина¹, А.М. Никишин¹, К.Ф. Алёшина¹

Тектоническая позиция вулканических построек в Арктическом океане

Изучаемая область – Арктический (Северо-Ледовитый) океан, включает в себя Евразийский и Амеразийский глубоководные бассейны и шельфовые моря. По оси Евразийского бассейна проходит срединно-океанический хребет Гаккеля. Хребет Ломоносова отделяет Евразийский бассейн от Амеразийского. В пределах Амеразийского бассейна выделяется Канадский бассейн, поднятие Альфа-Менделеева, сопряженные с ним глубоководные бассейны и Чукотский Бордерленд (рис. 1). Данная работа основана на интерпретации сейсмических 2-D профилей МОВ ОГТ и анализе магнитных и гравитационных аномалий.

На сейсмических данных магматические образования имеют различную морфологию и сейсмические свойства в зависимости от типа магматизма и условий извержения или внедрения [8]. Мы интерпретируем, как вулканические, те постройки, которые имеют следующие сейсмические характеристики: симметричное треугольное строение, высокоамплитудная кровля, общее хаотичное внутреннее строение и редкие слабовыраженные рефлекторы внутри, наклоненные параллельно стенкам построек.

По результатам интерпретации сейсмических профилей МОВ ОГТ, анализа магнитных аномалий, данных батиметрии и литературных данных в пределах изучаемой территории было выделено пять типов вулканических построек с разными обстановками формирования: *внутриплитными*

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

(поднятие Альфа-Менделеева, сопряженные глубоководные бассейны и северная часть Канадского бассейна), *окраинно-континентальными* (пассивные окраины Евразийского океана) и *рифтовыми* (рифтовая долина хребта Гаккеля).

Внутриплитные обстановки формирования:

1. В полуграбенах поднятия Альфа-Менделеева и в сопряженных глубоководных бассейнах в кровле синрифтового комплекса (возраст границы рифт–пострифт ~100 млн лет) идентифицируются небольшие вулканические постройки, приуроченные к сейсмической фации SDRs и к сейсмической фации с рефлекторами, похожими на SDRs. Высота построек колеблется в пределах 300–900 м, протяжённость основания ~4–9 км. Предполагается, что данные вулканические постройки формировались синхронно с формированием поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных глубоководных бассейнов – Подводников-Макарова и Толля-Наутилус-Стефанссона. Поднятие Альфа-Менделеева рассматривается нами, как прерванная двунаправленная вулканическая пассивная континентальная окраина для нераскрывшихся океанов – Подводников-Макарова и Толля-Наутилус-Стефанссона [3].

2. В области поднятия Альфа-Менделеева и северной части Канадского бассейна выделяются крупные вулканические постройки. На южном склоне хребта Альфа присутствует поднятие – гора Федотова. Высота постройки ~1.5 сек (TWT), протяженность основания ~18 км. Склон горы Федотова был драгирован в ходе экспедиции Oden-2016. Породы представлены туфами, содержащими обломки стекла и базальтов. Получен Ar/Ar возраст – 90.40 ± 0.26 млн лет [5]. В пределах северной части Канадского бассейна на сейсмических данных выделяются вулканические постройки высотой ~1–3 сек (TWT) и протяженностью основания ~15–40 км (рис. 2). Мы предполагаем, что данные вулканические постройки моложе вулканических построек, приуроченных к сейсмической фации SDRs и формировались после основной фазы магматизма, примерно ~100–70 млн лет [2].

Окраинно-континентальная обстановка формирования:

3. В пределах При-Лаптевоморской части Евразийского бассейна в составе синрифтового комплекса (возраст границы рифт–пострифт ~56 млн лет) идентифицируются небольшие вулканические постройки. Высота построек находится в пределах ~1–2 сек (TWT), протяжённость основания ~7–15 км [1]. Вулканические постройки попадают в область положительной магнитной аномалии и расположены симметрично с обеих сторон Евразийского бассейна: вдоль шельфа и континентального склона на западе При-Лаптевоморской части Евразийского бассейна и вдоль западного склона хребта Ломоносова (Ломоносовско-Анисинский бассейн) на востоке. Предполагается, что возраст вулканических построек находит-

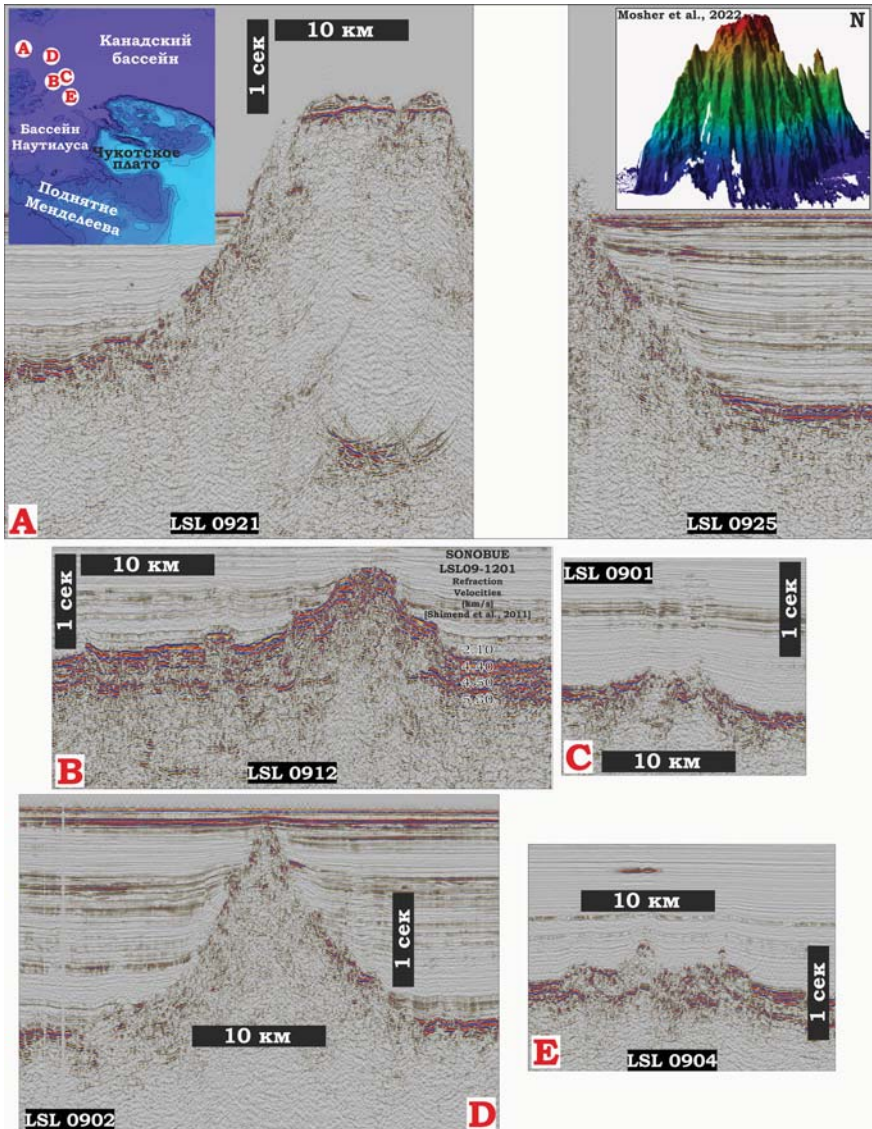


Рис. 2. Пример крупных вулканических построек на сейсмических данных, сформировавшихся после основной фазы магматизма

ся в диапазоне ~66–56 млн лет. Формирование вулканов предшествовало раскрытию При-Лаптевоморской части Евразийского бассейна. Магматизм был синхронным с континентальным растяжением.

Рифтовые обстановки формирования:

4. В пределах При-Лаптевоморской части Евразийского бассейна в рифтовой долине хребта Гаккеля по сейсмическим данным выделяется современная вулканическая постройка высотой ~2 сек (GWT) и протяженностью основания ~20 км [1].

5. Северо-западнее (в сторону плато Ермак), на южном борту впадины хребта Гаккеля по данным батиметрии и по сейсмическим данным выделяется две конические подводные горы, похожие на вулканы. В пределах подводной горы Шайкин в точке PS72/472-1 были драгированы подушечные базальты с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастом $\sim 3.65 \pm 0.01$ Ма [7]. Вероятно, когда-то здесь был единый вулкан, который разделился на два в результате спрединга [1]. Еще северо-западнее (от Земли Франца-Иосифа до плато Ермак и поднятия Моррис-Джесуп) выделяются похожие структуры – хребты, с доказанными вулканическими постройками, простирающиеся перпендикулярно оси хребта Гаккеля (рис. 1, белые линии поперек хребта Гаккеля). Например, в работе [4] представлены данные по крупнейшим вулканическим постройкам в пределах хребта Лангсет. Хребет Лангсет простирается перпендикулярно оси хребта Гаккеля. Его протяженность ~ 40 км, ширина ~10 км. Высота вулканических построек, идентифицированных в пределах хребта Лангсета колеблется в пределах 3–4 км, а протяженность основания – 10–15 км. На всех вершинах были отобраны образцы базальтовых пород [4]. Так же установлено, что в мало-магматической зоне хребта Гаккеля (участок, расположенный между Землей Франца-Иосифа и Шпицбергенем) поперечные хребты с вулканическими постройками, сложенные в основном подушечными базальтами, чередуются с протяженными сегментами (около 100 км), сложенными в основном серпентинитами и перидотитами [7]. Вероятно, эта модель сегментации хребта Гаккеля продолжается в еще более медленно-спрединговой При-Лаптевоморской области.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 24-17-00020).

Литература

1. Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А., Вержбицкий В.Е., Татарinov В.Ю. Структура фундамента прилаптевоморской части Евразийского бассейна по геофизическим данным // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2024. Т. 63. № 4. С. 102–115.

2. Никишин А.М., Алёшина К.Ф., Родина Е.А., Артемьева И.М., Фоулджер Д.Р., Посаментьер Х.У. Канадский бассейн Арктического океана: модели геологического строения, истории и геодинамики формирования // Вестник Московского университета. 2024. Серия 4: Геология. Т. 63. № 5. С. 3–22.

3. Родина Е.А., Никишин А.М., Старцева К.Ф., Посаментьер Г.У. Формы проявления мелового вулканизма и интрузивного магматизма в районе под-

нения Менделеева (Арктический океан) по данным сейсморазведки // Вестник Московского университета. 2022. Серия 4: Геология. № 4. С. 3–20.

4. *Albers E., Behrendt N., Diehl A., Genske F., Monien P., Kasemann S., Purser A., Boetius A., Bach W.* Formation and hydrothermal alteration of a volcanic center: Melt pooling and mass transfers at Langseth Ridge (Gakkel Ridge, Arctic Ocean) // *Marine Geology*. 2024. № 475. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2024.107347>

5. *Funck T., Shimeld J.* Crustal structure and magmatism of the Marvin Spur and northern Alpha Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2023. № 233. С. 740–768. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac480>

6. *Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C. et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // *Sci Data*. 2020. 7. № 176. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>

7. *Jokat W., O'Connor J., Hauff F., Koppers A.A.P., Miggins D.P.* Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. № 20. P. 6033–6050. <https://doi.org/10.1029/2019GC008297>

8. *Planke S., Symonds P.A., Alvestad E., Skogseid J.* Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins // *Journal of Geophysical Research*. 2000. V. 105. N B8. P. 335–19,351. <https://doi.org/10.1029/1999JB900005>

9. *Shimeld J., Boggild K., Mosher D.C., Jackson H.R.* Reprocessed multi-channel seismic-reflection data set from the Arctic Ocean, collected using icebreakers between 2007–2011 and 2014–2016 for the Canadian Extended Continental Shelf program // *Geological Survey of Canada*. 2021. <https://doi.org/10.4095/329248>

Т.В. Романюк¹

Плиоценовая деламинация литосферного фрагмента под центральной частью Кавказа

Причиной резких воздыманий блоков коры может быть вызванная различными тектоническими причинами повышенная инфильтрация в литосферу мантийных флюидов, катастрофически понижающая вязкость вещества. Такие процессы могут происходить, например, при деламинации фрагмента литосферы в мантию и замещении его астеносферным ве-

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

ществом. Эпизоды деламирования литосферных фрагментов в мантию описаны и изучены во многих регионах мира. Эталонным (т.е. наиболее надежно и в деталях изученным), вероятно, является эпизод деламикации в плиоцене под южным окончанием гор Сьерры-Невады. Здесь в верхней мантии по результатам сейсмической томографии выявлена область с повышенными сейсмическими скоростями на глубинах 100–250 км, близкая по форме цилиндру с радиусом около 60 км и получившая название «мантийная капля» («mantle drip») [23]. Фундамент Сьерра-Невады сложен преимущественно позднемиоценовыми (~85 млн лет) и более древними гранитоидами и разнообразными метаморфическими комплексами. Выше несогласно залегают эоценовые и более молодые осадочные и вулканические образования. Наличие гранат-пироксенового парагенезиса в корне батолита делает его значительно плотнее стандартной литосферной мантии и превращает всю эту систему в гравитационно-неустойчивую структуру.

Результаты изучения многочисленных коровых и мантийных ксенолитов из миоценовых и постмиоценовых лав дают прямые доказательства изменения состава литосферы под Сьерра-Невадой за этот период [9]. Ксенолиты из миоценовых вулканитов маркируют трехслойную литосферную колонку, состоящую из (1) гранитного батолита (мощностью 30–35 км), подстилаемого (2) нижнекоровым слоем и литосферной мантией (мощностью до 70 км) мафических и иногда ультрамафических метаспоров с гранатсодержащим парагенезисом, в свою очередь подстилаемым (3) перидотитовой мантией. В позднеплиоценовых и четвертичных вулканитах отсутствуют ксенолиты, содержащие гранат, а ксенолиты с глубин от 35 до 70 км свидетельствуют о наличии горячей перидотитовой мантии. Эти данные хорошо согласуются с результатами детальных сейсмических исследований, которые показывают в мантийном слое непосредственно под границей М скорости прохождения сейсмических волн 7.4–8.2 км/с, но в среднем слое – относительно низкие сейсмические скорости ~7.8 км/с, подразумевающие повышенные температуры. Изменение состава литосферной колонки должно было произойти в интервале 3–10 млн лет назад [9, 10]. Это очень сильный аргумент в пользу деламикации нижней коры и подстилающей ее литосферной мантии в течение этого же временного периода. Кратковременный импульс высококалиевого (до ультракалиевого) и низко- ϵ_{Nd} вулканизма с возрастом ~3.5 млн лет связывают с начальной фазой процесса деламикации [11, 18]. Устанавливаемое по датировкам магматизма замещение части литосферы астеносферой по времени совпадает с плиоцен-голоценовой фазой поднятия Сьерра-Невады, инициированной изменением плавучести верхней мантии [14]. тектонофизическое моделирование [20] предсказывает, что в течение наиболее интенсивной фазы формирования «мантийной капли»

должно происходить проседание вышерасположенных коровых блоков и прогибание дневной поверхности.

Другой пример – это район Центральных Анд на западной окраине Южной Америки. Высокоточные сейсмотомографические [21], петрогеохимические [7, 15] и др. данные [12], а также результаты термомеханического моделирования [19] свидетельствуют о возможности «отслаивания» и «обрушения» в мантию фрагментов нижней коры и подкоровой литосферной мантии, происходящих под некоторыми областями восточной части Западных Кордильер, плато Альтиплано–Пуна и западной кромкой Восточных Кордильер. На границе между плато Альтиплано и Восточными Кордильерами расположены поля развития одного из крупнейших в мире игнимбритовых комплексов Фрайлес (Frailes) с возрастом пиковой активности около 7 млн лет [7, 15], а в пограничной области между плато Альтиплано и Пуна расположены поля развития вулканитов этого возраста. Причину этих проявлений магматизма связывают [16] с «обрушением» эколгитового корня пододвигаемой под Анды нижней коры Южно-Американской платформы.

В описанных выше и многих других эпизодах деламинации литосферного фрагмента характерные времена (продолжительность) непосредственного процесса «отсоединения» литосферного фрагмента от вышележащего корового блока – 1–2 млн лет. Эпизод деламинации сопровождаются кратковременные (не более нескольких млн лет) эпизоды магматизма. Пик магматизма чаще всего совпадает с моментом «отсоединения» деламинируемого литосферного фрагмента. После изостатической перестройки, обусловленной его «обрушением», происходит быстрый и резкий изостатический подъем лишённого литосферного корня вышележащего блока коры на высоту 2 км и более.

Накопленные к настоящему времени данные позволяют обосновать представления, в соответствии с которыми основная причина воздымания Большого Кавказа (**БК**) – это не медленное и длительное коллизионное сжатие, а быстрая изостатическая реакция на деламинацию литосферного фрагмента из-под центральной части Кавказского региона, которая зафиксирована сейсмотомографическими материалами [17, 22].

К настоящему времени все крупные кайнозойские вулканические проявления на **БК** уже надежно датированы. В Чегемском и Тырныаузском магматических ареалах зафиксировано два импульса активности – 2.92 и 1.98 млн лет [8]. Возрасты игнимбритов Эльбруса образуют компактную группу ~2 млн лет. Близкое значение возраста получено и для эльджуртинских гранитов в Тырныаузском горнорудном районе [5, 13]. Это предполагает общий источник для этих магматитов, расположенный, вероятно, в районе Тырныауза [8]. В плейстоцене–голоцене Эльбрус проявлял неоднократно вулканическую активность, последнее из известных извер-

жений произошло ~2 тыс. лет назад. На **БК** установлены и другие проявления магматизма в плиоцене–голоцене [1–4, 6].

Если трактовать описанные выше магматические проявления как вызванные процессом деламинации фрагмента литосферы под центральным сегментом **БК**, то рубеж ~2–3 млн лет можно рассматривать как момент «отсоединения» деламинируемого литосферного фрагмента, после чего последовало резкое изостатическое воздымание **БК**.

Исследования выполнены в соответствии с планами по темам госзаданий ИФЗ РАН.

Литература

1. Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Якушев А.И. Проявления неоген-четвертичного магматизма в Восточной Балкарии (Северный Кавказ, Россия): изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 36–44.

2. Лебедев В.А., Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Медведева Е.С. Хронология магматической активности вулкана Эльбрус (Большой Кавказ) по данным К/Аг изотопного датирования лав // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 3. С. 389–394.

3. Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В., Гольцман Ю.В. Основной магматизм в геологической истории Эльбрусской неовулканической области (Большой Кавказ): К/Аг и Sr/Nd изотопные данные // Докл. РАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 78–82.

4. Лебедев В.А., Сахно В.Г., Якушев А.И. Общая продолжительность и пространственная миграция четвертичного вулканизма в Приэльбрусье (Большой Кавказ) // Докл. РАН. 2010. Т. 430. № 2. С. 232–238.

5. Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В., Калинин Ю.А., Кряжев В.С., Емжуев М.С., Бортников Н.С. Изотопный U–Pb-возраст циркона (метод LA-ICP-MS) из магматических пород и некоторые аспекты генезиса Mo–W-месторождения Тырнауз (Сев. Кавказ) // Геол. рудных месторождений. 2021. Т. 63. № 5. С. 427–450.

6. Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Якушев А.И. Два этапа эксплозивного вулканизма Приэльбрусья: геохронология, петрохимические и изотопно-геохимические характеристики вулканитов и их роль в неоген-четвертичной истории Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. № 1. С. 100–130.

7. Avila-Salinas W. Petrological and tectonic evolution of the Cenozoic volcanism in Bolivian Western Andes / Harmon R.S., Rapela C.W. (Eds.). Andean magmatism and its tectonic setting // GSA. 1991. Spec. Paper 265. P. 245–258.

8. Bindeman I.N., Colón D.P., Wotzlaw J.-F., Stern R., Chiaradia M., Guillong M. Young Silicic Magmatism of the Greater Caucasus, Russia, with implication for its delamination origin based on zircon petrochronology and thermo-

- mechanical modeling // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2021. V. 412. P. 1071–1073.
9. *Ducea M.N., Saleeby J.B.* A case for delamination of the deep batholithic crust beneath the Sierra Nevada // *Int. Geol. Rev.* 1998. V. 40. P. 78–93.
10. *Ducea M.N., Saleeby J.B.* Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: Evidence from xenolith thermobarometry // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101 P. 8229–8244.
11. *Farmer G.L., Glazner A.F., Manley C.R.* Did lithospheric delamination trigger late Cenozoic potassic volcanism in the southern Sierra Nevada, California? // *GSA Bull.* 2002. V. 114. P. 754–768.
12. *Garzione C.N., Molnar P., Libarkin J.C., MacFadden B.J.* Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano: Evidence for removal of mantle lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241. P. 543–556.
13. *Grün R., Tani A., Gurbanov A., Koshchug D., Williams I., Braun J.* A new method for the estimation of cooling and denudation rates using paramagnetic centers in quartz: a case study on the Eldzhurtinskiy Granite, Caucasus // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 17.531–17.549.
14. *Jones C.H., Farmer G.L., Unruh J.* Tectonics of Pliocene delamination of lithosphere of the Sierra Nevada, California // *GSA Bull.* 2004. V. 116. N 11-12. P. 1408–1422.
15. *Kay S., Corira B., Viramonte J.* Young mafic back arc volcanics as indicator of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, Central Andes // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. No B12. P. 24323-24339.
16. *Kay R.W., Kay S.M.* Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V.219. N 1-3. P. 177–189.
17. *Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvili I., Meskhia V.* Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography // *Solid Earth*. 2012. V. 3. P. 327–337.
18. *Manley C.R., Glazner A.F., Farmer G.L.* Timing of volcanism in the Sierra Nevada of California: Evidence for Pliocene delamination of the batholithic root? // *Geology*. 2000. V. 28. P. 811–814.
19. *Quinteros J., Ramos V.A., Jacovkis P.M.* Constraints on delamination from numerical models // 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts. 2008. P. 417–420.
20. *Saleeby J., Foster Z.* Topographic response to mantle lithosphere removal in the southern Sierra Nevada region, California // *Geology*. 2004. V. 37. P. 245–248.
21. *Schurr B., Rietbrock A., Asch G., Kind R., Oncken O.* Evidence for lithospheric detachment in the central Andes from local earthquake tomography // *Tectonophysics*. 2006. V. 415. N 1-4. P. 203–223.
22. *Zabelina I., Koulakov I., Amantashvili I., El Khrepy S., Al-Arifi N.* Seismic structure of the crust and uppermost mantle beneath Caucasus based on regional earthquake tomography // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 119. P. 87–89.

23. Zandt G., Gilbert H., Owens T., Ducea M., Saleeby J., Jones C. Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California // Nature. 2004. V. 431. P. 41–46.

М.А. Рысакова¹

Одномерное моделирование истории погружения, прогрева и нефтегазогенерации Магаданского шельфа Охотского моря по данным скважины Магаданская-1

Охотоморский осадочный бассейн расположен в западной части Тихого океана, между п-овом Камчатка, Курильскими островами, о. Хоккайдо, о. Сахалин, является окраинным морем, окружен активными океаническими окраинами и имеет сложное тектоническое строение [1].

Геодинамическая эволюция Дальневосточного региона обусловлена взаимодействием континентальных и океанических частей литосферных плит [4]. Основные этапы растяжения Охотоморского бассейна приурочены к палеоцен-эоценовому времени, среднему и позднему эоцену.

Осадочный бассейн Охотского моря интенсивно изучен геофизическими методами. Пробуренные скважины находятся в пределах Магаданского и Сахалинского шельфа [3]. В настоящей работе представляются результаты одномерного моделирования скважины Магаданская-1, расположенной на Магаданском поднятии и псевдоскважины на западном склоне поднятия. Эти результаты служат основой для выполнения двухмерного и трехмерного моделирования осадочного бассейна.

Одномерное моделирование скважины Магаданская-1 выполнялось на основе каротажных данных. Калибровка моделей проводилась по скважинным замерам температуры и замерам показателя отражения витринита. Дополнительно для калибровки использовались данные о тепловом потоке Камчатско-Охотоморского региона. В регионе исследования присутствуют три потенциально нефтегазоматеринские толщи: палеоцен-нижеолигоценовая, верхнеолигоцен-нижнемиоценовая и плиоценовая [2]. Характеристики этих нефтегазоматеринских толщ (эффективная мощность, содержание органического углерода, водородный индекс, тип керогена) были учтены при расчете модели генерации углеводородов.

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

В результате моделирования была воссоздана история погружения, история прогрева и созревания органического вещества близ скважины Магаданская-1, термальная история региона.

Моделирование истории погружения дало возможность оценить скорость осадконакопления, величину эрозионных процессов и скорость погружения бассейна в исследуемой области. В процессе формирования Магаданского поднятия большую роль сыграли позднеолигоценовая и эоценовая эрозии. Последняя была существенной и оказала сильное влияние на температурный режим региона, количество и объем сгенерированных углеводородов.

По итогам моделирования истории прогрева и созревания органического вещества был сделан вывод о временах вхождения основных нефтегазоматеринских толщ в зоны нефте- и газогенерации, была произведена количественная оценка плотности генерации углеводородов. В исследуемой зоне к настоящему времени палеоцен-нижнеолигоценовая углеводородная система полностью исчерпала свой потенциал, пик генерации углеводородов пришелся на плиоцен. Верхнеолигоцен-нижнемиоценовая системы к современному этапу реализовала только 20% исходного генерационного потенциала, пик генерации имел место в плиоцене. Плиоценовая углеводородная система к настоящему моменту еще не вступила в зону генерации углеводородов.

Также в результате моделирования скважины Магаданская-1 были получены калибровочные данные для дальнейшего объемного моделирования.

Литература

1. Геология СССР. Том XXX. Северо-Восток СССР. Т. 1. М.: Недра, 1970. 548 с.

2. *Кровушкина О.А., Жаров А.Э.* Тектоническая эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов северной части Охотского моря // Геология нефти и газа. 2003. № 2. С. 2–11.

3. *Маргулис Л.С.* Обоснование критериев регионального и зонального прогноза и уточнение ресурсной оценки нефтегазового потенциала территорий и акваторий Дальнего Востока России. Отчет по объекту 01423435.712. 2000.

4. *Шеин В.С., Игнатова В.А.* Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока. М.: ВНИГНИ, 2007. 296 с.

Гранатовые и корундовые метаморфические породы в Сакмарских и Кракинских аллохтонах на Южном Урале: данные о возрасте

В структуре Сакмарского аллохтона распространены высокоградные гранатовые метаморфические породы с парагенезисами гранулитов и гранатовых амфиболитов. Они располагаются в подошве Кемпирсайского и Хабарнинского офиолитовых аллохтонов. В подошве Кемпирсайского аллохтона помимо гранатовых присутствуют породы с сапфирином и корундом [9]. Метаморфизм связывается с субдукционно-обдукционными процессами и внедрением мафит-ультрамафитовых интрузий в интервале 415–394 млн л [7, 9]. Вместе с тем, в Сакмарских аллохтонах распространены метаморфические породы, которые не имеют структурной связи с офиолитами, слагая самостоятельные тектонические пластины, или блоки в серпентинитовом меланже, а в Кракинских офиолитовых аллохтонах распространены высокобарические гранатовые и корундовые породы, но при этом нет очевидной связи метаморфитов со структурной подошвой аллохтонов.

На западе Сакмарских аллохтонов, к югу от Медногорска мелкие выходы метаморфических, преимущественно метатерригенных пород (идельбаевский комплекс) с фенгитом, кордиеритом, скаполитом обнажаются в ядрах антиформ, где структурно выше залегают вулканиты нижнего кембрия, которые в свою очередь перекрыты аллохтоном, сложенным кремнистыми породами девона. Метаморфические породы этого же комплекса образуют обширный выход западнее Медногорска. Здесь, на смятом в синформу перевернутом крыле лежачей складки наблюдается обратная последовательность. Метаморфические породы слагают ядро синформы, протягиваясь в северном направлении (2000×500 м). Они тектонически подстилаются вулканитами кембрия и среднего–верхнего ордовика, ниже – углеродистыми сланцами силура и кремнистыми породами девона. Идельбаевский комплекс здесь представлен фенгит-кордиерит-гранатовыми с биотитом, роговой обманкой гнейсами и сланцами, гранатовыми амфиболитами, фенгитовыми амфиболитами, гранатитами. Отмечаются различия с кианитом. Породы смяты в сложные складки нескольких генераций. Комплекс отделен от окружающих палеозойских пород зонами с фукситовыми апосерпентинитовыми метасоматитами. Протолитом гнейсов являлись, вероятно, песчаники смешанного состава (аркозо-граувакки).

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Состав гранатовых амфиболитов соответствует умеренно-титанистым субщелочным базальтам, а фенгитовых амфиболитов – монцогаббро. Для фенгит-амфиболовых пород характерны высокие, до 3 вес.% содержания MnO, что типично для нижнекембрийских магматических пород Сакмарского аллохтона. Гранаты в породах имеют зональность с увеличением пиропового минала от внешних частей порфиробластов к внутренним. Гранаты кордиеритовых сланцев имеют заметную примесь спессартина. В тяжелой фракции пород отмечается высокое содержание пьомонтита. По составам внутренних частей порфиробластов граната и кордиериту получены пиковые значения метаморфизма $T = 840\text{--}880\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 10$ кбар. Начальные стадии ретроградного метаморфизма по составам краевых частей порфиробластов граната и фенгиту отмечаются падением температуры до $480\text{--}630\text{ }^{\circ}\text{C}$, при $P = 5$ кбар. Для рутила из гранат-кордиерит-фенгитовых сланцев U-Pb методом получен возраст 394 ± 2 млн лет. K-Ar возраст фенгита из этих же пород 404 ± 9 млн л, а из фенгит-амфиболовых пород 384 ± 8 млн лет. Ранее для гранат-мусковит-кварцевого сланца был получен K-Ar возраст мусковита 386 ± 12 млн лет [1].

К западу от синформы протягивается полоса выходов (200×700 м) амфиболитов и гранатовых амфиболитов (псянчинский комплекс), которые слагают блок в серпентинитовом меланже. В них порфиробласты граната находятся в агрегате, сложенном Fe-роговой обманкой, альбитом и алланитом. Состав амфиболитов соответствует высокожелезистым (сумма Fe до 22%) толеитовым базальтам нормальной щелочности с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.1$. Для граната характерна возвратная зональность по содержанию пиропового минала. Вблизи краев порфиробластов максимальные содержания пиропового минала (Prp_{10-11}). Из гранатовых амфиболитов выделены идиоморфные кристаллы циркона с осциляторной зональностью, с $\text{Th}/\text{U} = 0.01\text{--}0.07$. U-Pb (SIMS) возраст циркона 490 ± 3 млн лет. K-Ar возраст фуксита из апосерпентинитовых метасоматитов, расположенных между идельбаевским комплексом и палеозойскими толщами 470 ± 10 млн лет. Возможно, метасоматиты и псянчинские амфиболиты первично принадлежали к единому мафит-ультрамафитовому магматическому комплексу.

В Кракинских офиолитовых аллохтонах гранатовые и корундовые породы располагаются в структуре полосчатого комплекса, в котором чередуются дуниты, метаверлиты, метавебстериты, метагаббро. Полосчатый комплекс контактирует с дунитовым комплексом, который, в свою очередь, имеет контакты с лерцолитовым, или гарцбургитовым комплексами. Мощность уровня с гранатовыми породами 25–50 м [2, 3, 5, 8].

В структуре массива Южный Крака в районе с. Яумбаево в гранатовых пироксенитах ($\text{SiO}_2 = 40.1\%$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.2$) гранат во внутренних частях порфиробластов представлен пироп-альмандином ($\text{Prp}_{43-41}\text{Alm}_{34-36}$). На границе клинопироксена ($\text{Enst}_{41}\text{Fslt}_9\text{Woll}_{50}$) и граната располагаются

тонкие каймы чермакита. В распространенных там же корундсодержащих метакальтрамафитах, в которых (вес.%) $\text{SiO}_2 = 39\text{--}45$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20\text{--}23$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.9$, основу составляет гранобластовый агрегат паргасита и высокоглиноземистого (7–13 вес.% Al_2O_3) клинопироксена ($\text{Enst}_{41-29}\text{Fs}_{16-12}\text{Woll}_{53-59}$), реже лабрадора, гиперстена, магнезиогастингсита. Порфиробласты граната окружены каймами, сложенными агрегатами шпинели и Са-амфиболов. На границе с высококальциевым клинопироксеном реакционных кайм нет. Порфиробласты корунда оторочены каймой железистой шпинели, за которой следует кайма, сложенная агрегатом альбита и эпидота. В порфиробластах граната ($\text{Prp}_{51}\text{Alm}_{19}$) к их краю незначительно уменьшается пироповый минал (Prp_{48}). Согласно [5] состав гранаткорундовых пород близок к габброидам офиолитов.

В районе руч. Саргая в гранатовых амфиболитах ($\text{SiO}_2 = 37.5$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.1$) порфиробласты граната располагаются в гранобластовом агрегате, высокоглиноземистого (9–12 вес.% Al_2O_3) клинопироксена и паргасита. На границе граната и пироксена нет реакционных кайм, а на границе паргасита и граната присутствует альбит. В порфиробластах граната во внутренних частях состав (Prp_{39}), а в оболочке (Prp_{30}). Вокруг них характерны симплектитовые срастания, представленные чередующимися ламелями диопсида, смеси полевых шпатов, ильменита, шпинели, диопсида, эпидота.

Для гранатовых пород Узянского Крака отмечается регрессивная последовательность преобразований. Наиболее ранний гранат-пироксеновый парагенезис формировался при $P > 20$ кбар и $T = 800\text{--}1000$ °С, а амфиболцоизит/клиноцоизитовые симплектиты вокруг гранатов при $P = 13\text{--}18$ кбар, $T = 800\text{--}870$ °С [8]. Оценка параметров образования сложных по минеральному составу келифитовых кайм вокруг гранатов дала $P = 8\text{--}13$ кбар, при $T = 630\text{--}720$ °С [2]. Формирование корундовых пород могло происходить при давлении 15 кбар [5].

Из гранатовых амфиболитов в районе руч. Саргая выделены единичные зерна циркона, которые имеют неровные сглаженные корродированные поверхности и низкотермические (1 г/т), низкоурановые (2–3 г/т) оболочки. В ядрах сохранились участки с осцилляторными структурами с $\text{Th}/\text{U} = 0.7\text{--}2.4$. Для этих участков получено значение U/Pb возраста 405 ± 2 млн лет. Близкие значения ранее получены для единичных зерен циркона из пород Узянского Крака: 403 ± 8 (лерцолит), 386 ± 5 (гранатовый пироксенит), 395 ± 5 (дунит) лет [3].

Из корундовых метакальтрамафитов, отобранных в районе Яумбаево, в которых содержания $\text{Zr} = 300$ г/т, выделен циркон, представленный обломками корродированных короткопризматических кристаллов с осцилляторной зональностью и $\text{Th}/\text{U} = 0.2\text{--}1.0$. По 12 точкам в 11 кристаллах для них получены значения U/Pb (SIMS) возраста 389 ± 5 , 560 ± 7 , 867 ± 10 и группа с

диапазоном $1503 \pm 21 - 2035 \pm 23$ млн лет. Разброс значений возрастов циркона от 390 до 2037 млн лет получен ранее для пород Узянского Крака [3].

В районе Яумбаево структурно близко с гранатовыми амфиболитами и корундовыми вебстеритами распространены амфиболиты, в которых $\text{SiO}_2 = 36-40$ вес.%, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.4-1.2$, $\text{Sr} = 1048-2164$ г/т), сложенные диопсидом, паргаситом, Sr-содержащим цоизитом, алланитом. Отмечается гроссуляр, акцессорные сфен и циркон. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст паргасита из амфиболитов 413 ± 9 млн лет. На западе массива Средний Крака на руч. Черный ключ $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст амфибола из габбро-амфиболитов 411 ± 2 млн лет, а на руч. Сибай $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст амфибола из горнблендитов 412 ± 9 млн лет.

На руч. Сибай габбро-амфиболиты и горнблендиты прорываются штоком амфиболовых габбро, диоритов и гранодиоритов. Из диоритов выделены короткопризматические кристаллы магматического циркона, U-Pb возраст которого (SIMS) 402 ± 1 млн л. Аналогичные породы в корневой для Кракинских аллохтонов зоне Главного Уральского разлома (ГУР) в районе с. Вознесенка по нашим данным имеют $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст по амфиболам 400 ± 9 млн л, а в Нуралинском массиве зоны ГУР U/Pb возраст аналогичных пород по циркону 399 ± 2 млн лет [11].

Рассмотренные метаморфические породы принадлежат трем возрастным кластерам: 1) 490 и 470; 2) 413–411; 3) 404–384 млн лет.

Первый кластер, который получен для гранатовых амфиболитов и фукситовых сланцев псянчинского комплекса, сопоставляется с амфиболитами Ревдинского гипербазит-габбрового массива Платиноносного пояса Урала (ППУ) (Средний Урал), возраст которых 473 ± 4 и 496 ± 5 млн лет [4]. Возраст метабазитов псянчинского комплекса (490 ± 3 млн лет), согласно нашим данным, коррелируется с возрастом протолита гранито-гнейсов в Восточных Мугоджарах (491 ± 3 млн лет). Можно предположить, что те и другие, вместе с метабазитами Ревдинского массива ППУ, характеризуют аккреционные процессы на континентальной окраине в позднем кембрии.

Возрасты второго и третьего кластеров в основном сопоставимы с возрастными породами в подошве Хабарнинского офиолитового массива, где возраст метаморфитов $415-397$ млн лет, а мафит-ультрамафитового восточно-хабарнинского комплекса и его возрастного аналога – молостовского комплекса ($412-399$ млн лет) [7]. Близкий диапазон $417-395$ охватывают возрасты гранатовых пород в зоне ГУР [6, 10].

Метаморфические породы Сакмарских и Кракинских аллохтонов с возрастом $413-384$ млн лет формировались на длительном этапе обдукции, которая сопровождалась отрывом слэба, подъемом мантийного диаспира, обусловившего образование мафит-ультрамафитовых интрузий (комплексы ППУ, их аналоги и комплексы Кракинских аллохтонов), для которых характерны $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ [7, 6]. Причиной обдукции, вероятно, послужило приращение к активной континентальной окраине океаниче-

ского плато, на котором в позднем ордовике проявлен вулканизм с высококальциевыми базальтами, для которых типичны высокие содержания Rb, Sr и Nb (поляковская свита).

Литература

1. *Алексеев А.А., Алексеева Г.В.* Идельбаевский (сакмарский) метаморфический комплекс // Геологический сборник № 5. Информационные мат-лы ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 190–193.

2. *Готтман И.А., Пушкарёв Е.В., Хиллер В.В.* и др. Структура и минеральный состав келифиовых кайм в гранатовых породах массива Узянский Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН. 2014. Вып. 161. С. 246–252.

3. *Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А.* и др. Цирконы, цирконовая геохронология и вопросы петрогенезиса перцолитовых массивов Южного Урала // Геохимия. 2011. № 5. С. 506–522.

4. *Пушкарёв Е.В., Готтман И.А., Травин А.В.* и др. Возраст горнблендитов и экзоконтактовых метаморфических пород Первоуральского титаномагнетитового месторождения по данным $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ датирования // Ежегодник-2018. Тр. ИГГ УрО РАН. 2019. Вып. 166. С. 158–164.

5. *Пушкарёв Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А.* и др. Гранат-корундовые метабазиы в Кракинском перидотитовом аллохтоне на Южном Урале – высокобарический рециклинг оливиновых лейкогаббро // Месторождения камнесамоцветного и нерудного сырья различных геодинамических обстановок (XVI Чтения памяти академика А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. 219 с.

6. *Пушкарёв Е.В., Рязанцев А., Третьяков А.* и др. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101–133.

7. *Пушкарёв Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М.* и др. Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат-лы 3-ей международной конференции. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 125–132.

8. *Русин И.А.* Высокобарические метабазиы массива Узянский Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 129–132.

9. *Рязанцев А.В., Скобленко А.В., Голионко Б.Г.* и др. Среднедевонский возраст метаморфизма гранатовых амфиболитов в подошве Кемпирсайского офиолитового аллохтона (Южный Урал): результаты U-Th-Pb (SIMS)-датирования // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 132–138.

10. *Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Голионко Б.Г. и др.* Гранатовые габбро-амфиболиты в «метаморфической подошве» офиолитовых аллохтонов на Южном Урале, особенности структуры, возраст, условия образования // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Мат-лы XLVII тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 120–126.

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

К.А. Савко^{1,2}, А.В. Самсонов¹

Палеопротерозойская кислая крупная изверженная провинция Сарматии: масштабы и геодинамические интерпретации

Масштабы палеопротерозойской крупной изверженной провинции (ККИП) Сарматии. Исследования раннедокембрийского кратона Сарматии привели нас к предположению о существовании здесь ККИП с возрастом около 2.07 млрд лет [1], когда произошло становление огромных гранитных батолитов I типа в Донском и Лосевском террейнах Волго-Сарматского орогена (ВСО), разделяющих архейские кратоны Сарматия и Волгоуралия [2, 3]. По данным трёхмерного плотностного моделирования объем гранитоидов в них составляет более 79 000 км³. Не оценены объемы гранитоидов в Воронцовском и Тимском террейнах с возрастом ≈2.07 млрд лет. В Воронцовском террейне присутствуют небольшие, но многочисленные массивы гранитов А- и S-типа [4]), и широко проявлен средний и основной интрузивный магматизм, представленный крупными массивами габброидов и диоритов, синхронный с гранитоидным. В Тимском террейне на активной континентальной окраине Курского архейского блока Сарматии преобладают диорит-гранодиоритовые массивы I-типа площадью до 100 км² [1]. Кроме того, недавно мы установили, что в Тимском террейне между Тимской структурой и ВСО отсутствуют архейские супракрустальные комплексы, и он сложен гранитоидами с возрастом

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

² Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

около 2.07 млрд лет – продуктами переработки палеоархейской коры в обстановке активной континентальной окраины. Переработке в палеопротерозое ≈ 2.07 млрд лет подвергся и фрагмент мезоархейской Михайловской гранит-зеленокаменной области, примыкающий к Донскому террейну, называемый ранее архейский Россошанский блок. Таким образом, эти две ранее считавшиеся архейскими области сложены огромным объемом еще не изученных палеопротерозойских гранитоидов.

Кроме того, в Приазовском и Ингульском блоках Украинского щита Сарматии также широко развит гранитный магматизм с возрастом около 2.07 млрд лет. И это только фрагмент палеопротерозойской ККИП, расколотой в неопротерозое и фанерозое авлакогенами (Пачелмским, Днепрово-Донецким и другими) и погребенный под мощным осадочным чехлом на крыльях Воронежской антеклизы. Значительный объем гранитоидов был уничтожен эрозией в период континентального режима в Сарматии от протерозоя до девона (≈ 1.7 млрд лет), о чем свидетельствует небольшой объем кислых вулканитов. Таким образом, на восточной окраине Сарматии было интродуцировано не менее 100 тыс. км³ кислых и средних магм около 2.07 млрд лет назад.

Геодинамические интерпретации. Вопросы тектонических обстановок формирования посттектонических магматических ассоциаций ВСО обсуждались многими исследователями, но исключительно в масштабах отдельных магматических комплексов и террейнов. Это не способствовало пониманию тектоники, поскольку магматические комплексы в разных террейнах со сходной структурно-тектонической позицией, близкими возрастами являются, вероятно, частями единой крупной магматической провинции, и их формирование связано с общим геодинамическим режимом. Расшифровка этого режима для Сарматии является частью общей проблемы тектоники и геодинамики ККИП, которые широко развиты и в докембрийских, и в фанерозойских областях [5]. В настоящее время обсуждаются две главные геодинамические модели формирования ККИП – в связи с плавлением континентальной литосферы при подъеме глубинных плюмов [6, 7] или при постсубдукционных процессах разрушения литосферы [8, 9].

Данные о площадном распространении магматических комплексов с возрастом 2.05–2.08 млрд лет на территории всего ВСО и их возрастная корреляция с крупным плюмовым событием на других кратонах (Bushveld age) могли бы указывать на плавление литосферы Восточной Сарматии под воздействием глубинного мантийного плюма, ведущая роль которого широко обсуждается для ККИП [6]. Однако плюмовая модель предполагает объемный базитовый магматизм с участием примитивных мантийных базальтов в Тимском и соседних Лосевском и Донском террейнах, который проявлен спорадически, а деплетированные ювенильные базиты отсутству-

ют. Кроме того, нужно признать необычайную своевременность и «меткость» глубинного плюма, поднявшегося точно под ВСО примерно через 30 млн лет после завершения в нем активных субдукционных процессов.

Альтернативой глубинного мантийного плюма мог служить астеносферный диапир, инициированный растяжением литосферы при коллапсе ВСО. Для этой модели наиболее подходит Воронцовский террейн, где больше, чем в других, выражен мафит-ультрамафитовый магматизм. Однако, хорошая вещественная сохранность и сравнительно слабый метаморфизм указывает, скорее, на его аккреционную, чем коллизионную природу, что делает маловероятным масштабную реализацию механизма коллапса орогена с постколлизионным растяжением и его значимый вклад в плавление литосферы.

Для нескольких фанерозойских ККИП обсуждается механизм плавления континентальной литосферы при разрушении полого субдуцированной океанической плиты [8, 9]. Представляется, что эта модель наиболее применима для объяснения особенностей посттектонического магматизма ВСО. Важно отметить, что крупномасштабные пологие слэбы нередки в геологической летописи [8, 9].

Завершающий эпизод субдукционных процессов в Сарматии фиксируется одновременно около 2.1 млрд лет назад на самом востоке Воронцовского террейна в виде метаморфизованных граувакк аккреционного клина, образовавшихся при разрушении ювенильной внутриокеанической островной дуги в Волго-Донском океане, в центре – в островодужном Лосевском террейне и на самом западе в Тимском террейне в виде вулканогенно-осадочных комплексов задугового бассейна, образовавшегося около 2.1 млрд лет назад на континентальной коре Курского блока при отрыве погружающейся плиты [10]. Это дает основание предполагать, что около 2.1 млрд лет назад вся Восточная Сарматия на протяжении около 800 км подстилалась океанической плитой.

На начальных стадиях погружения плоского слэба происходит прогибание перекрывающей плиты и появление морских (или озерных) бассейнов во внутренних регионах [9]. Такой бассейн существовал в районе северного сочленения Лосевского и Воронцовского террейнов. Почти неметаморфизованные груботерригенные породы и филлиты воронежской свиты накапливались в интервале 2070–2074 млн лет [11] и плащом перекрывали усманские гранитоиды Лосевского и метаосадки Воронцовского террейнов. Короткое время существования воронежского бассейна объясняется сменой прогибания поднятием в результате отделения и погружения нижней плиты.

Между двумя плитами находилась гетерогенная смесь фрагментов метабазальтов, метаосадочных пород и порций мантийных расплавов, образующихся в результате поступления флюидов при дегидратации ниж-

ней плиты. Около 2.07 млрд лет назад эта океаническая плита начала разрушаться, о чем свидетельствует первое появление гранитов A_2 -типа в центральной части Воронцовского террейна [4]. Эта важная трансформация от внутриконтинентального орогена к растяжению литосферы, вероятно, была связана с усилением гравитационного притяжения океанической плиты, поскольку метаморфические фазовые изменения сделали ее более плотной. Обрушение погруженной плиты привело к апвеллингу астеносферной мантии и мафическому инфра- и/или андерплэйтингу. Значительное увеличение теплового потока вызвало внутрикоровое плавление в верхней плите, состоящей из спаянных в результате недавней субдукции разновозрастных фрагментов архейской и палеопротерозойской коры. Эти коровые расплавы могли смешиваться с магмами, образовавшимися при субдукции. Модельные возрасты T_{Nd} в породах и T_{Hf} в цирконах закономерно становятся моложе в направлении от Тимского террейна к Воронцовскому, указывая на смену древних архейских коровых источников ювенильными палеопротерозойскими. Основной объем магматизма составляют кислые и средние известково-щелочные породы с разноглубинными, в том числе и эклогитизированными источниками.

Обрушение плиты и внутрикоровое плавление были наиболее интенсивными в области «ретросубдукционного шва» – тектонического перехода («ступени») на границе с более мощной жесткой холодной архейской литосферой Тимского террейна и недавно образованной в результате субдукционно-аккреционных процессов «теплой» и «эластичной» островодужной корой Лосевского и Воронцовского террейнов. Именно в этой области отмечается наиболее высокотемпературный метаморфизм с возрастом 2.07 млрд лет [12], интенсивная переработка архейской коры на краю Курского блока (Тимской террейн), возникновение огромных батолитов павловских гранитов Донского террейна, отделяющих Курский блок от Лосевского террейна (рис. 1). Повышенный тепловой поток на западной границе Воронцовского террейна также привел к выплавлению S-гранитов из флишевых метаосадков [4].

Диорит-гранодиоритовый магматизм в западной части Тимского террейна фиксирует образование разноглубинных очагов плавления в древней архейской коре Курского блока в условиях меньшего теплопотока, чем на его восточной границе. Омоложение модельных возрастов $T(Nd)$ в породах и $T(Hf)$ в цирконах из диорит-гранодиоритовых массивов, близких к восточной границе Тимского террейна, объясняется вовлечением во внутрикоровые очаги плавления фрагментов палеопротерозойской литосферы. Распад нижней плиты также стал причиной образования небольшого количества габброидных интрузий с возрастом 2.07–2.05 млрд лет [13].

Источники финансирования. Исследование выполнено при поддержке госбюджетной темы ИГЕМ РАН № 124022400143-9

Литература

1. *Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. и др.* Гранитоидные интрузии на краю Курского блока как часть палеопротерозойской кислой крупной изверженной провинции восточной Сарматии // *Петрология*. 2024. Т. 32. № 6. С. 647–678.
2. *Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. et al.* Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // *Precambrian Research*. 2020. V. 346. 105790.
3. *Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. et al.* Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: Age, magma source and tectonic implications // *Precam. Res.* 2016. V. 287. P. 48–72.
4. *Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др.* Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // *Петрология*. 2014. Т. 22. № 3. С. 235–264.
5. *Bryan S.E., Ferrari L.* Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2013. V. 125. № 7–8. P. 1053–1078.
6. *Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанова В.Б. и др.* Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в западном Забайкалье // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.
7. *Ernst R.E.* Silicic LIPs // *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 2014. P. 214–244.
8. *Li Z.-X., Li X.H.* Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model // *Geology*. 2007. V. 35. № 2. P. 179–182.
9. *Navarrete C., Gianni G., Tassara S. et al.* Massive Jurassic slab break-off revealed by a multidisciplinary reappraisal of the Chon Aike silicic large igneous province // *Earth-Sci. Rev.* 2024. V. 249. 104651.
10. *Цыбуляев С.В., Савко К.А., Самсонов А.В. и др.* Палеопротерозойские рифтогенные вулканиты OIB- и MORB-типа Курского блока восточной Сарматии: петрология и геодинамика // *Петрология*. 2021. Т. 29. № 2. С. 136–171.
11. *Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M.* Post-collisional two-stage magmatism in the East Sarmatian Orogen, East European Craton: evidence from the Olkhovsky ring complex // *J. Geol. Soc.* 2018. V. 175. P. 86–99.
12. *Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B. et al.* The Early Precambrian Metamorphic Events in Eastern Sarmatia // *Precam. Res.* 2018. V. 311. P. 1–23.
13. *Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. и др.* Палеопротерозойские роговообманковые габбро Гнилушинского массива Курского блока Сарматии: геохронология, источники расплавов и тектоническая позиция // *Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол.* 2022. № 3. С. 4–19.

Тектоническая и геологическая карты Сибирского кратона: достижения, проблемы и пути их решения

Вопросы геологического строения, палеотектонических и палеоконтинентальных реконструкций для раннего докембрия – один из приоритетов современной науки [9]. В России это направление также актуально, поскольку более половины территории России занимают раннедокембрийские комплексы. Основная их часть сосредоточена в составе двух крупных раннедокембрийских литосферных блоков, Восточно-Европейского и Сибирского кратонов (ВЕК и СК), которые служат фундаментом одноименных древних платформ, по большей части перекрыты осадочным чехлом и лишь небольшими фрагментами выведены на дневную поверхность в пределах щитов. Большинство тектонических и геологических карт ВЕК и СК составлялось только для открытых территорий. Исключением являлись работы коллектива исследователей под руководством С.В. Богдановой, который на протяжении многих лет проводил исследования закрытых территорий ВЕК, сочетая геофизические методы и комплексное изучение керна глубоких скважин [1, 10]. Это обеспечило построение хорошо обоснованных мелкомасштабных тектонических карт, а для нескольких, детально разбуренных территорий, и среднемасштабных геологических карт [11]. Эта методика исследований была задействована при составлении геологических и тектонических карт фундамента масштаба 1: 1 000 000, входящих в комплект листов карт третьего поколения по Восточно-Европейской платформе в рамках работ Института Карпинского. Начиная с 2015 г. в этих работах принимала участие С.В. Богданова. Полученные результаты были приняты за основу при подготовке геологической карты масштаба 1:2 500 000 и схемы тектонического районирования масштаба 1:10 000 0000 раннего докембрия территории России, которые выполняются в Институте Карпинского с 2017 года.

В 2025–2026 гг. планируется доработка геологической карты раннего докембрия (включая схему тектонического районирования) фундамента Сибирской платформы масштаба 1:2 500 000. В отличие от Восточно-Европейской платформы, систематических работ по изучению пород

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

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

фундамента под осадочным чехлом для Сибирской платформы не проводилось, и все составленные тектонические карты СК основаны на результатах исследований открытых территорий и единичных разрозненных скважин, и на геофизических данных для погребенных частей фундамента [2, 3, 5, 8]. При составлении карт третьего поколения масштаба 1:1 000 000 для Сибирской платформы только по отдельным листам составлялись структурно-формационные схемы кристаллического фундамента), т.е. детальная основа для составления общей карты кратона на сегодня отсутствует. Наряду с этим, за последние годы получен огромный объем новых данных как по керну глубоких скважин, так и по открытым территориям, которые привели к разработке нескольких новых тектонических схем СК [12, 14]. Многие из этих данных были обобщены при актуализации геологической карты раннего докембрия СК масштаба 1:2 500 000 в рамках объекта Института Карпинского «Проведение в 2021–2023 годах работ по сводному и обзорному картографированию территории Российской Федерации» (отв. исп. по направлению Ю.В. Хашимова) [7]. Результаты этих работ будут представлены в ходе доклада.

Цель нашего доклада – привлечение внимание всех заинтересованных исследователей научных и производственных коллективов для совместной разработки актуальных тектонической и геологической карт СК масштаба 1:2 500 000 на базе Института Карпинского.

Основные проблемы и пути их решения.

1. В последние годы резко уменьшился объем проводимых исследований по открытым территориям Сибирского кратона, хотя немногочисленные новые опубликованные работы последних двух лет по уже изученным ранее участкам показывают принципиально новые результаты, ведущие к радикальному пересмотру существующих геологических карт и тектонических моделей раннего докембрия [4, 6, 13]. Обзор и анализ этих и других новых результатов будет проведен в докладе.

2. Все еще критически мало данных по керну скважин, которые являются необходимым источником информации для построения геологических карт СК под платформенным чехлом. Обзор и анализ текущего состояния дел будет приведен в докладе.

3. Разобщенность исследовательских коллективов различных организаций, работающих на смежных или даже на одной территории.

4. Сложно следить за всем потоком данных, которые получают и публикуют в разных изданиях различные исследовательские коллективы.

В рамках проекта Института Карпинского на доработку геологической карты Сибирского кратона масштаба 1:2 500 000 отведено два года (2025–2026), что, очевидно, недостаточно для решения этой фундаментальной задачи. Необходимый сбор дополнительного материала и его исследование потребуют значительно большего времени. Тем не менее, этот проект

может послужить основой для объединения научных интересов и координации усилий разных исследовательских коллективов СК. В отведенное на проект время можно успеть объединить все полученные с 2022 года данные, согласовать их геологическую и тектоническую интерпретацию и провести корректировку уже существующих геологической карты и схемы тектонического районирования и легенд к ним. Сложившийся в ходе этой работы коллектив послужит ядром для дальнейшего проведения исследований по разным частям СК и мониторинга геологической карты на базе ресурсов Института Карпинского.

Литература

1. *Богданова С.В.* Земная кора Русской плиты в раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента. М.: Наука, 1986. 223 с.

2. *Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // *Геотектоника*. 2008. № 1. С. 12–26.

3. *Гришин М.П., Старосельцев В.С., Сурков В.С. и др.* Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы: Труды института / Под ред. В.С. Суркова. М.: Недра, 1987. 204 с. (Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья).

4. *Ефремова У.С.* Геодинамическая эволюция центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирской платформы в протерозое. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2024. 20 с.

5. *Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др.* Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // *Петрология*. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.

6. *Ковач В.П., Самсонов А.В., Котов А.Б. и др.* Аркозовые песчаники кебектинской серии Угуйского грабена (Алданский щит): возраст, источники и обстановки осадконакопления // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2023. Т. 512. № 1. С. 18–26.

7. *Кутырева М. Э., Стрельников С.И., Хашимова Ю.В. и др.* «Проведение в 2021–2023 годах работ по сводному и обзорному картографированию территории Российской Федерации». Отчет по Государственным заданиям Федерального агентства по недропользованию на 2021–2023 гг. В 5 кн., 1290 с.

8. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // *Геотектоника*. 2003. № 3. С. 3–21.

9. A Vision for NSF Earth Sciences 2020–2030: Earth in Time. 2020. <http://nap.edu/25761>

10. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE. East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. 2016. P. 1–18.

11. Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., et al. Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved Paleoproterozoic crust // Amer. J. Science. 2010. V. 310. P. 1345–1383.

12. Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from paleoproterozoic Granitoids // Precam. Res. 2020. V. 348. 105869.

13. Erofeeva K.G., Samsonov A.V., Larionova Yu.O., et al. Tokko section as a deeply eroded part of the Mesoarchaean Tokko-Khani greenstone belt, the west Aldan shield, Siberian craton // Precam. Res. 2025. (in press)

14. Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K. A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data // Precam. Res. 2020. V. 340. 105645.

Д.А. Сидоров¹

О северо-восточной границе Северо-Казахстанских каледонид в фундаменте Западно-Сибирской плиты в связи с проблемой нефтегазоносности палеозоя

Современная территория Нижнего Прииртышья и бассейна р. Демьянка в доюрском основании представляют собой зону сочленения трех главных геосинклинальных систем Западной Сибири: Уральской, Центрально-Западно-Сибирской и Северо-Казахстанской. Этим определяется сложность и дискуссионность тектонической интерпретации выделяемых здесь структурных элементов. Существует множество вариантов тектонических карт фундамента, противоречащих друг другу концепцией его формирования и возрастом стабилизации, в особенности в указанном районе. Возраст стабилизации (складчатости) определяет возможность существования неметаморфизованных осадочных пород с крупными скоплениями углеводородов в глубоких горизонтах под молодым осадочным чехлом. Поэтому, помимо решения многих теоретических вопросов, связанных с историей геологического развития региона, проблема имеет большое практическое значение с точки зрения прогноза нефтегазоносности в доюрском основании Западно-Сибирского бассейна.

¹ ООО «Тюменский нефтяной научный центр», Тюмень, Россия

На ранних тектонических построениях под ред. В.С. Суркова [1] между Северо-Казахстанской и Центрально-Западно-Сибирской складчатými системами выделялась самостоятельная Салымская система раннегерцинского возраста. На более поздних построениях тех же авторов Салымская система полностью вошла в состав Северо-Казахстанских каледонид. Таким образом их северо-восточная граница отодвинулась к центру Западно-Сибирской плиты [2]. Такие модели тектонического строения позволяют предполагать либо отсутствие вследствие денудации, либо накопление неметаморфизованных слабодислоцированных осадочных пород, в первом случае позднепалеозойского, а во втором случае также и среднепалеозойского возраста.

Главными тектоническими элементами Салымской складчатой системы являются Верхнедемьянский и Солдатско-Михайловский мегантиклинории, которые представляют собой типичные коллизионные орогены. Ядра мегантиклинорий образованы синорогенными гранитоидными массивами. Слоистые образования среднего и позднего палеозоя симметрично примыкают к этим массивам нижними, более древними комплексами, а на бортах омолаживаются. Их залегание осложнено взбросо-надвигами и линейными складками, простирающимися вдоль осей мегантиклинорий.

Упомянутые тектонические элементы хорошо выражены в геофизических полях. В гравитационном поле им соответствует область отрицательных аномалий, а в магнитном поле знакопеременные области с преобладанием отрицательных значений, ограниченные по внешним контурам цепочками линейных положительных аномалий. Разделяющий мегантиклинории Тарско-Муромцевский синклинорий характеризуется положительными аномалиями поля силы тяжести и серией линейных положительных и отрицательных аномалий магнитного поля. На карте локальных магнитных аномалий Верхнедемьянский мегантиклинорий попадает в зону северо-западного простираения линеаментов поля, конформного герцинским структурам Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы. Для зоны Солдатско-Михайловского мегантиклинория характерны более интенсивные аномалии, оси которых в большей мере конформны аномалиям в пределах Северо-Казахстанской складчатой системы.

Важная проблема, объясняющая кардинальные расхождения тектонических концепций, заключается в остром дефиците фактических данных о возрасте пород фундамента, в особенности, магматических пород, являющихся индикаторами тектонических режимов. До 2010 года на рассматриваемой территории было известно лишь несколько определений абсолютного возраста довольно грубым методом сравнительной дисперсии дупреломления в пределах Солдатско-Михайловского мегантиклинория и калий-аргоновым методом по валовым пробам в центральной части Верхнедемьянского мегантиклинория.

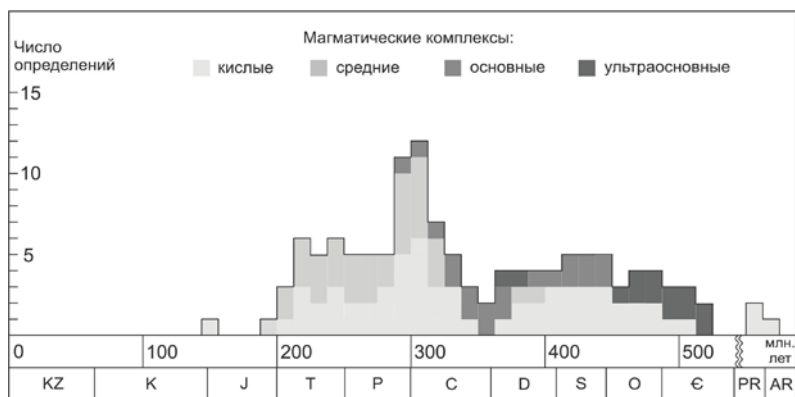


Рис. 1. Гистограмма абсолютных возрастов пород фундамента

К настоящему времени в ГЦ СПбГУ, ТГУ, ВСЕГЕИ, ИГГ УрО РАН выполнено более 50 новых определений возраста магматических пород фундамента из 30 скважин на изучаемой территории современными изотопными методами.

На гистограмме абсолютных возрастов пород фундамента (рис. 1) выделяются два цикла кислого магматизма: ранне-среднепалеозойский и позднепалеозойско-триасовый. Причем гранитоиды, для которых определен ранне-среднепалеозойский возраст, расположены, в основном, на юго-востоке изучаемой территории в зоне Солдатско-Михайловского мегантиклинория. Они датированы методом сравнительной дисперсии дву-преломления и не подтверждены современными изотопными методами.

Гранитоиды Верхнедемьянского мегантиклинория имеют позднепалеозойский и триасовый возраст. Наиболее изученный Урненский массив является полихронным, что позволяет предполагать его поэтапное формирование. При этом гранитная магма в процессе внедрения захватывала разные по составу фрагменты прилегающих пород, которые в процессе плавления меняли её состав. Поэтому под осадочный чехол были выведены различные типы гранитоидов, образующие единый интрузивный массив. На края батолита налегают слоистые эффузивные толщи, синхронные по возрасту и близкие по составу породам интрузивного тела. Причём нижние части этих толщ оказываются «зажатыми» между отдельными блоками интрузии, что также свидетельствует о синхронности внедрения и излияния магм.

Датированные ранне-среднепалеозойские базиты и гипербазиты встречаются, в основном, в центральной зоне, разделяющей мегантиклинории. Гипербазитовый магматизм, заканчивается уже в девоне, а возраст базитов в основном среднепалеозойский.

Первично осадочные и эффузивные слоистые комплексы палеозоя и триаса интенсивно смяты и нарушены дизъюнктивами взбросо-надвигового типа. В поднятых блоках под подошву осадочного чехла выходят метаморфизованные образования раннего и среднего палеозоя. Опущенные (поднадвиговые) блоки сложены породами позднего палеозоя и триаса, синхронными интрузивам Уренского батолита.

Представленные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Полученные в последние годы данные о возрасте магматических пород фундамента на юге Западной Сибири свидетельствуют о том, что в пределах Верхнедемьянского мегантиклинория пик гранитоидного магматизма, главного индикатора орогенеза, относится к рубежу карбона и перми, а весь период его проявления охватывает поздний палеозой и триас.

2. Базит-гипербазитовый магматизм, который можно сопоставить с субокеаническими условиями продолжался в основном на протяжении раннего и среднего палеозоя и устанавливается в синклинорной зоне между Солдатско-Михайловским и Верхнедемьянским мегантиклинориями.

3. Результаты комплексной геофизической интерпретации свидетельствуют, что простирание складчатых структур Верхнедемьянского мегантиклинория конформно простиранию позднегерцинских структур Центрально-Западно-Сибирской складчатой системы и отличается от простирания структур Северо-Казахстанской складчатой системы, наиболее активно развивавшихся в каледонскую фазу.

4. Признаки каледонского и раннегерцинского орогенеза установлены лишь в пределах Солдатско-Михайловского мегантиклинория по данным метода сравнительной дисперсии двупреломления, и не подтверждены современными изотопными исследованиями.

Эти выводы дают основание относить Верхнедемьянский мегантиклинорий к Центрально-Западно-Сибирской складчатой системе, а возраст главной складчатости в его пределах считать позднегерцинским, или, учитывая её продолжение в триасе, уральским. Это может означать, что обнаружение крупных скоплений углеводородов в дислоцированных и метаморфизованных палеозойских комплексах маловероятно. И, напротив, высокая степень дислоцированности и переработки пород способствует формированию мелких ловушек углеводородов на эрозионных выступах фундамента под юрскими нефтегазоносными комплексами

Литература

1. Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты / Ред. В.С. Сурков. Прил. 3 к книге «Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты». М., «Недра», 1981. 143 с.

**Д.Р. Ситкина¹, А.Б. Кузнецов¹, Е.А. Гладкочуб²,
Н.В. Брянский², А.В. Иванов²**

Опыт локального датирования жильного кальцита из тектонически активных зон

Кальцит является распространенным гидротермальным минералом, образующимся в зонах тектонических деформаций. Как правило, кальцит заполняет ассоциированные с разломами трещины, формируя жилы или цементы. Датирование таких образований классическим методом U-Pb ID-TIMS сильно затруднено из-за низкого пространственного разрешения, в то время как локальный LA-ICP-MS анализ дает возможность определять возраст разных этапов роста кальцита в масштабе 50–200 мкм. Локальный анализ жильного кальцита широко используется в мировой геохронологической практике в последнее десятилетие [1–5]. Однако в нашей стране подобные исследования затруднены из-за отсутствия калибровочных материалов и небольшого количества аналитических лабораторий, обладающих масс-спектрометрами с лазерной абляцией. В нашем исследовании мы представляем первые результаты датирования жильного кальцита из покровно-складчатой структуры Тункинского хребта Восточного Саяна.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования кальцита выполнены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск), методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7900, соединенном с эксимерным лазером Analyte Excite с длиной волны 193 нм, использующим камеру двойного объема HelEx II для абляции. В качестве первичного стандарта коррекции $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношений использовалось стекло SRM NIST 610. В качестве эталонного материала с аналогичной неизвестному образцу матрицей для нормализации $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ отношений использовался стандарт кальцита Tarim [6]. Проверка правильности анализа осуществлялась по внутрилабораторным стандартам с известным возрастом – кальцит из нептунической дайки ND-5 (285 млн лет) и образец известняка ВЗ-32 (603 млн лет).

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт Земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Исследовалась кальцитовая S-образная жила из мезопротерозойских доломитов иркутской свиты, отобранных в долине р. Кынгарга (юго-восточная часть Восточного Саяна). Перед U-Pb датированием произведено растровое картирование распределения концентраций U в жиле для выявления высоко- и низкоурановых зон. Вариации концентраций U в исследуемой жиле составляют от 0 до 1.5 г/т. Анализ изотопных отношений производился по профилям, в местах с наибольшими концентрациями U, выявленных в результате составления карты распределения U в исследуемом образце. Среди проанализированных точек, нанесенных на диаграмму Тера-Вассербурга, выделяется два линейных тренда, характеризующих разные возрастные этапы кристаллизации кальцита – раннепалеозойский и пермь-триасовый.

Структурный анализ покровно-складчатых структур изучаемого региона показывает два эта деформаций [7]. Первый этап сопоставляется с коллизией тектонических блоков Центрально-Азиатского складчатого пояса с южной окраиной Сибирской платформы в раннем ордовике. Второй этап установлен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датированием амфибола и его возраст составляет ~286 млн лет.

Таким образом, локальное U-Pb LA-ICP-MS датирование жильного кальцита позволило выделить две генерации кальцита, возраст формирования которых соответствуют текущей тектонической модели развития Тункинского хребта Восточного Саяна.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 24-77-00067.

Литература

1. Roberts N.M.W., Drost K., Horstwood M.S.A., Condon D.J., Chew D., Drake H., Milodowski A.E., McLean N.M., Smye A.J., Walker R.J., Haslam R., Hodson K., Imber J., Beaudoin N., Lee J.K. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) U-Pb carbonate geochronology: strategies, progress, and limitations // *Geochronology*. 2020. N 2. P. 33–61.

2. Roberts N.M.W., Žák J., Vacek F., Sláma J. No more blind dates with calcite: Fluid-flow vs. fault-slip along the Očkov thrust, Prague Basin // *Geoscience Frontiers*. 2021. V. 12. № 4. P. 101143.

3. Holdsworth R.E., McCaffrey K.J.W., Dempsey E., Roberts N.M.W., Hardman K., Morton A., Feely M., Hunt J., Conway A., Robertson A. Natural fracture propping and earthquake-induced oil migration in fractured basement reservoirs // *Geology*. 2019. V. 47. P. 700–704.

4. Burisch M., Gerdes A., Walter B.F., Neumann U., Fettel M., Markl G. Methane and the origin of five-element veins: mineralogy, age, fluid inclusion chemistry and ore forming processes in the Odenwald, SW Germany // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 81. P. 42–61.

5. MacDonal d J.M., Faithfull J.W., Roberts N.M.W., Davies A.J., Holdsworth C.M., Newton M., Williamson S., Boyce A., John C.M. Clumped-isotope palaeothermometry and LA-ICP-MS U–Pb dating of lava-pile hydrothermal calcite veins // Contrib. Mineral. Petrol. 2019. V. 174. P. 63.

6. Zhang L.-L., Zhu D.-Ch., J.-Ch Xie., Wang Q., Kamo S., Roch'in-Baïtagac H., Xiaod Y. TARIM calcite: a potential reference material for laser ICPMS in situ calcite U–Pb dating // J. Anal. At. Spectrom. 2023. V. 38. P. 2302.

7. Рябинин А.Б., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Позднепалеозойская складчато-покровная структура Тункинских гольцов Восточного Саяна (южное обрамление Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2087–2109.

**С.Г. Сколотнев¹, А.А. Пейве¹, С.Ю. Соколов¹,
К.О. Добролюбова¹, А.Н. Иваненко², В.А. Боголюбский¹,
И.А. Веклич², Н.П. Чамов¹, В.Н. Добролюбов¹, А.П. Денисова¹,
И.С. Патина¹, В.Л. Любинецкий², С.А. Докашенко¹,
А.А. Ткачева¹, Д.М. Илюхина², В.В. Фомина¹**

Строение и происхождение трога Кинг (восточный фланг САХ в Северной Атлантике)

Одним из важных направлений тектоники океана является изучение структур дна, формирующихся за пределами осевых зон спрединга. К их числу относится трог Кинг на восточном фланге САХ в Северной Атлантике протяженностью 450 км, имеющий северо-западное простирание. Его происхождение до сих пор остается дискуссионным, варьируя от рифтинга, разрушившего асейсмичный хребет, до растяжения, приуроченного к межплитной границе [например, 4, 5,6]. В 2023 и 2024 гг в районе трога Кинг состоялись две экспедиции (55-й и 57-й рейсы НИС «Академик Николай Страхов») [2], в которых помимо опробования дна проводились батиметрическая и гидромагнитная съемки. По итогам работ в пределах полигона было выделено 9 морфоструктурных провинций.

Провинция юго-восточных впадин включает в себя впадины Пик (длина 120 км, ширина 30 км, максимальная глубина 6005 м) и Фрин (100 км,

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

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ФГБУН ИО РАН), Москва, Россия

25 км, 5350 м) и разделяющий их хребет Палмер (85 км, 20 км, минимальная глубина 2340 м) с преобладающим простиранием 110–120°. При их драгировании получены серпентиниты, габбро, долериты, океанические толеитовые и щелочные базальты, раннеэоценовые известняки (52.5–57.5 млн лет) [1-4]. В работе [4] сообщается об Ar/Ar возрасте базальтов из этой провинции – 36.0–39.5 млн лет. На хребте Палмер обнаружены реликты фланговых гряд САХ.

Провинция юго-восточного окончания трога Кинг состоит из узкой (4–7 км) депрессии длиной 18 км и глубиной 4450 м, соединяющей трог Кинг и впадину Фрин, и более северо-западной впадины квадратных очертаний (35×35 км) глубиной 4200 м.

В провинцию центральной части трога Кинг входят несколько впадин и структуры на его флангах, формирующие вулканические нагорья. Впадины образуют ряд звеньев длиной 50–130 км, и разделенных поперечными уступами высотой 50–150 м и иногда хребтами (до 2 км высотой). Звенья состоят из двух параллельных впадин (простиранием 125–130° и шириной 5–20 км), которые разделяются медианными гребнями (ширина 0.5–1 км, высота 100–1000 м), и хребтами (до 14.5 км, 2150 м). Глубина впадин возрастает с ЮВ к центру от 4300 м до 4550 м и затем уменьшается до 3750 м.

Фланги состоят из нескольких сегментов длиной 30–80 км, расположенных на сводовых поднятиях. На юго-востоке они представляют собой вулканические нагорья шириной 15–25 км с поверхностью на глубинах 2200–2550 м, которые в центральной части провинции надстраиваются крупными вулканами, достигающими глубины 920 м (г. Антиальтаир). На северо-западе провинции на флангах протягиваются куэстоподобные хребты шириной 3–7 км, достигающие глубин 2900 м. В поперечных сечениях хорошо заметна комплементарность структур обоих флангов, что указывает на то, что ранее они составляли единое целое, а затем были разделены на две части.

Опробование в пределах этой провинции [2, 4, 5] показало, что в бортах впадин распространены породы спрединговой ассоциации: толеитовые базальты, долериты, габброиды, иногда даже серпентиниты. Такие же породы встречены на медианных хребтах и в основании горы Антиальтаир на глубинах до 2150 м. Со склонов вулканического нагорья подняты щелочные базальты, трахиты, туфы, песчаники и алевролиты, последние показывают, что некоторые вулканы выступали над уровнем моря. В работе [4] даны Ar/Ar возрастные оценки щелочных базальтов, которые образуют прогрессию возраста от 45.5 млн лет на юго-востоке до 37.5 млн лет в центральной части трога. Возраст этих базальтов на 5–8 млн лет моложе, чем возраст океанического дна, оцениваемый по магнитным аномалиям, что указывает на то, что щелочной вулканизм имеет внутриплитную природу.

Провинция северо-западного окончания трога Кинг длиной 40 км имеет в плане форму треугольника с острым северо-западным углом. Морфологически это плато с шириной до 20 км и средней глубиной 2400 м. В его юго-восточной части располагается вулканическая постройка, поднимающаяся до глубины 1180 м, с ее склонов получены щелочные базальты.

Таким образом, в целом для трога Кинг характерно постепенное расширение с северо-запада на юго-восток, за исключением небольшого менее широкого участка в зоне перехода между трогом Кинг и впадинами Пик и Фрин. Интенсивность внутриплитного вулканизма, оцениваемая по ширине и высоте фланговых нагорий возрастает от северо-запада к центральной части трога в районе горы Антиальтаир, затем незначительно снижается и резко сокращается в районе впадин Пик и Фрин.

Провинция фланговых структур САХ оконтуривает провинции трога Кинг. В ее пределах преобладает грядовый рельеф, типичный для флангов САХ. К северу от трога наблюдается отчетливая тенденция повышения рельефа с востока на запад от глубины 4000 м до 2800 м, на которой находятся вершины гряд. В наиболее восточной части провинции характерно общее повышение рельефа на 60 м в сторону северной кромки впадины Пик, напротив, на продолжении этой впадины имеет место общее понижение рельефа на 100 м. В наиболее западной части провинции непосредственно на продолжении трога Кинг гряды наиболее протяженные, широкие и высокие (до 2600 м), что свидетельствует о том, что при их формировании магматическая активность в осевой зоне спрединга была наиболее интенсивной. Средние простирания гряд вдоль трога Кинг 29°, а на его продолжении – 23°. На противоположном конце восточнее впадины Пик оно резко меняется до 0°. К югу от трога Кинг рифтовые гряды часто осложнены крупными вулканическими постройками.

Провинция центрального сегмента Азоро-Бискайского поднятия охватывает юго-восточные районы полигона. Она образована отдельными крупными конусовидными вулканическими постройками, крупнейшей из которых является гора Георгия Зимы высотой 2300 м. С ее склонов подняты щелочные базальты. Горы образуют линеамент с простиранием около 45°.

Юго-восточная провинция расположена к югу от впадины Фрин. Ее рельеф образован равнинами и невысокими хребтами, в целом он на 300 м выше, чем рельеф структурно комплементарной ему части САХ к северу от впадины Пик. Скорее всего, это следствие того, что данный участок восточного фланга САХ залит лавовыми потоками. На севере провинция пересекается субширотной депрессией шириной до 15 км и глубиной около 4150 м, которая является фрагментом палеотрансформа, утыкающегося во впадину Фрин.

Провинция плато Гницевича располагается к юго-западу от северо-западного окончания трога Кинг и включает в себя три подводные конусовидные горы с уплощенными вершинами, крупнейшая из которых достигает глубины 700 м. С нее были драгированы щелочные базальты, их возраст 10-11 млн лет [4].

Провинция горы Крамб располагается к юго-западу от горы Антиальтаир и примыкает к основанию южного флангового нагорья трога Кинг. Она образована кальдерой диаметром 35 км, осложненной двумя более поздними крупными (одна из них гора Крамб) вулканическими структурами.

В соответствии с гидромагнитной съемкой на площади полигона наблюдается суперпозиция линейных знакопеременных спрединговых аномалий северо-восточного простирания и наложенных на них более интенсивных изометричных также знакопеременных аномалий, возникших над вулканическими структурами. Выявлены линейные аномалии спрединговой природы от C5An.2n (12.2 млн лет) до C25n (56.6 млн лет), последняя проходит в районе провинции юго-восточных впадин. Северо-западное окончание трога Кинг находится в поле аномалии C6n (18.75 млн лет), которая не прерывается в районе трога. Следующая диагностированная хрона C13n (33.2 млн лет), как и еще более древние, исчезают в районе самого трога, при этом одновозрастные аномалии на северном и южном флангах не смещены друг относительно друга. Вдоль днища трога протягивается полоса положительных значений АМП, возможным источником которых могут быть серпентиниты.

Синтезируя полученные результаты, кратко сформулируем представления о происхождении трога Кинг, вытекающие из них. В период примерно с 52–54 до 10 млн лет назад шло формирование асейсмичного хребта. Возникновение каждого его сегмента связано с импульсом магматической активности горячей точки, локализованной изначально примерно в 50 км восточнее осевой зоны САХ, и происходило в 2 этапа. На 1-м этапе шел рост куполовидного поднятия в результате подъема океанической литосферы, образовавшейся в осевой зоне спрединга, на 2-м этапе на поверхности купола происходили мощные вулканические извержения, приведшие к образованию вулканического нагорья. В районе юго-восточных впадин все закончилось на 1-м этапе. Наиболее мощный этап имел место 37–39 млн лет назад, когда возникла г. Антиальтаир, после чего интенсивность магматизма постоянно снижалась. Горячая точка также усиливала вулканизм в осевой зоне спрединга, и создавала дополнительные центры вулканизма, вероятно, посредством подлитосферных потоков плюмового материала. Так возникли крупные фланговые гряды, плато Гницевича, кальдера Крамб и др. Примерно в период 50–20 млн лет назад одновременно с формированием асейсмичного хребта происходило

его раскалывание с последующим растяжением. В этот период согласно [7] направление спрединга по разные стороны хребта отличалось, что, возможно, было связано с процессами присоединения Иберии к Евразии. Возможно, в соответствии с [6] в это время через него проходила граница между Иберийской и Евразийской плитами. При растяжении и проседании осевой части вулканического нагорья были как минимум две оси растяжения. Медианные хребты, включая хребет Палмер, разделяющие параллельные впадины трога, являются тектоническими останцами.

Литература

1. Добрецов И.Л., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. и др. Разрез океанической коры трога Кинг (Центральная Атлантика) // Известия Академии наук СССР. Серия Геологическая. 1991. N 8. С. 141–146.

2. Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Добролюбова К.О. и др. Строение океанического дна в районе сочленения трога Кинг и Азоро-Бискайского поднятия (Северная Атлантика) // Доклады РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 6. С. 5–12.

3. Cann J.R. Petrology of basement rocks from Palmer Ridge, NE Atlantic // Philos T.R. Soc. A. 1971. V. 268. N. 1192. P. 605–617.

4. Dürkefälden A., Geldmacher J., Hauff F. et al. Magmatic and geodynamic evolution of the King's Trough Complex – the «Grand Canyon» of the North Atlantic // Status conference research vessels. Forschungszentrum Jülich GmbH Zentralbibliothek, Verlag. 2024. P. 229–234.

5. Kidd R.B., Ramsay A.T.S. The geology and formation of the King's trough complex in the light of deep sea drilling project site 608 drilling // DSDP. 1987. V. 94. P. 1245–1261.

6. Macchiavelli C., Vergés J., Schettino A., et al. A new southern North Atlantic isochron map: insights into the drift of the Iberian plate since the Late Cretaceous // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2017. V. 122. N. 12. P. 9603–9626.

7. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S. et al. Community infrastructure and repository for marine magnetic identifications // G³. 2020. DOI: 10.1029/2020GC009214

Северо-Чукотский бассейн: сейсмокомплексы и геология

Северо-Чукотский бассейн является наиболее крупной отрицательной структурой на восточно-арктическом шельфе России, в северо-западной части Чукотского моря. Его длина в пределах Российской части шельфа составляет 600 км при ширине от 160 км на северо-западе до 250 км на востоке. Мощность осадочного чехла изменяется от 14 до 22 км. Контуры бассейна и его взаимоотношения с окружающими структурами трактуются различно: северо-западным продолжением может быть бассейн Вилькицкого [17] или прогиб Жохова [4]; восточным продолжением – трог Ханна. Последний и Северо-Чукотский бассейн разделены поднятием.

Южной границей является Врангелевско-Геральдское поднятие, которое представляет собой фронтальный надвиг Чукотской мезозойской складчатой области, сформированной в Чукотскую фазу орогенеза в конце раннего мела (135–125 млн лет).

К северу от надвига вдоль южной части Северо-Чукотского бассейна выделяется Северо-Врангелевский прогиб, который вместе с цепочкой других синнадвиговых прогибов рассматривается как позднемезозойский передовой прогиб форланда [16].

Относительно стратиграфии и возраста отложений Северо-Чукотского бассейна, особенно нижних частей разреза, а также строения и истории формирования бассейна имеются различные точки зрения. Все разнообразие представлений можно разделить на две группы. Одни исследователи [10, 14, 15, 18 и др.] считают, что бассейн образовался в апте–альбе и выделяют следующие сейсмокомплексы: 1) синрифтовый с полуграбенами и признаками комплексов SDRs и базальтовых траппов; 2) пострифтовый с горизонтальным залеганием осадков, поздний мел; 3) нижний клиноформный комплекс, 66–45 млн лет; 4) верхний клиноформный комплекс, 45–34 и 34–20 млн лет; 5) верхний комплекс неоген-четвертичный без типичных клиноформ.

Другие исследователи [1, 2, 4, 5, 7, 10, 12 и др.] предполагают наличие более древних, в том числе палеозойских отложений в нижней части осадочного чехла. В основе сейсмостратиграфии лежит корреляция сейсмических профилей со скважинами на шельфе Аляски, поскольку в Рос-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

сийской Арктике глубоких скважин нет. Выделяются пять крупных региональных комплексов, слагающих осадочный чехол Американского сектора Чукотского моря: нижнеэлсмирский (C_1-P_2), верхнеэлсмирский (P_3-J_2), рифтовый (J_3-K_1br), нижнебрукский (K_1a-K_2), верхнебрукский (Cz).

Большинство исследователей и данные ГСЗ указывают, что Северо-Чукотский бассейн имеет утонённую континентальную кору. Однако, о природе земной коры также существуют различные мнения. Согласно одной точке зрения, Северо-Чукотский прогиб представляет собой глубокий рифт, с гипер-растянутой континентальной корой [9, 18], напротив отмечается отсутствие структур растяжения и погружение коры прогиба, начавшееся в позднем девоне, связывается с уплотнением пород основного состава в нижней коре за счет эклогитизации [1]. На основе гравиметрических данных в работе [11] предполагается, что в глубокой части прогиба под осадками залегает базальтовая океаническая кора. В работе [16] говорится о том, что консолидированная кора прогиба не содержит «гранитно-метаморфического слоя» и непосредственно под осадочным чехлом прогнозируется «серпентинизированная мантия».

В настоящее время нельзя отдать предпочтения ни одной из отмеченных выше точек зрения: 1) апт-альбский возраст начала формирования или 2) присутствие палеозойско-мезозойских отложений в основании разреза. В этих условиях важное и может быть определяющее значение имеет информация о геологическом строении прилегающих континентальных окраин и арктических островов. Для Северо-Чукотского бассейна в первую очередь это относится к геологии о. Врангеля и северного побережья Чукотки.

Тектоника о. Врангеля

В пределах острова выделяются три зоны: Северная, Центральная и Южная, которые отличаются стратиграфическими, литологическими и структурными особенностями [13]. В контексте рассматриваемой проблемы формирования Северо-Чукотского бассейна непосредственное значение имеют следующие данные:

1. Для Северной зоны характерны верхнесилурийско-нижнедевонские отложения, которые отсутствуют в других зонах. Они смяты в складки субмеридионального простирания, которые образовались в условиях субширотного сжатия во время элсмирской фазы деформаций [3, 8]. В то время как общая структура острова характеризуется складчато-надвиговыми деформациями северной вергентности в обстановке субмеридионального сжатия. Они образовались в конце раннего мела, в чукотскую (поздне-киммерийскую) фазу деформаций [3, 6, 8]. На этом основании можно предположить, что к северу от фронта мезозойской (чукотской фазы)

складчатости, выраженной Врангелевско-Геральдским надвигом, расположены структуры, сформированные в элсмирскую фазу деформаций (элсмериды). Фрагменты элсмерид известны на Чукотке, Новосибирских островах и Северной Аляске [13].

2. В Центральной зоне основные и кислые вулканиты, ранее относимые к карбону, имеют поздненеопротерозойский и возможно раннекембрийский возраст. Вместе со смятыми в складки отложениями девона – нижнего карбона они слагают фундамент Центральной зоны, который с резким стратиграфическим и угловым несогласием перекрывается слабodeформированными отложениями нижнего (?) и среднего карбона – перми.

На складчатом фундаменте с базальными конгломератами в основании залегают почти недеформированные известняки карбона. Такие взаимоотношения позволяют рассматривать известняки карбона – перми как осадочный чехол на складчатом основании элсмерид и указывают на существование в течение длительного времени внутривассейновых поднятий, которые служили источниками сноса обломочного материала.

Выводы

1. Относительно интерпретации сейсмических профилей имеются два различных подхода. Одни исследователи считают, что бассейн начал формироваться в апте–альбе и заполнен мел-кайнозойскими отложениями. Другие исследователи считают, что в осадочном выполнении бассейна присутствуют палеозойские, триасовые и юрско-нижнемеловые отложения. При отсутствии глубоких скважин на Российском шельфе решить проблему возраста и происхождения бассейна на основе сейсмостратиграфических данных не представляется возможным.

2. Геологическое строение о. Врангеля, Чукотки и Северной Аляски свидетельствуют в пользу второй точки зрения о присутствии палеозойских и мезозойских отложений в основании осадочного разреза Северо-Чукотского бассейна.

3. Анализ представлений о формировании Северо-Чукотского бассейна, основанный на геофизических и геологических данных, позволяет предположить, что как прогиб во фронте Чукотской складчатой области он начал формироваться в апте–альбе в обстановке общего погружения, возможно связанного с рифтогенезом. Однако, в основании разреза осадочного чехла следует ожидать присутствие палеозойско-мезозойских отложений (карбон – нижний мел). При этом отложения верхней юры – нижнего мела накапливались в обстановке предгорного прогиба.

Доклад подготовлен при финансовой поддержке субсидии по теме госзадания № FMMG-2023-0010.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Образование сверхглубокого Северо-Чукотского прогиба вследствие эклогитизации нижней части континентальной коры. нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 61–74.
2. *Бурлин Ю.К., Шпелькевич Ю.В.* Основные черты тектонического развития осадочных бассейнов в западной части шельфа Чукотского моря и перспективы их нефтегазоносности // Геотектоника. 2006. № 2. С. 65–82.
3. *Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.* Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. 2015. Т. 2015. № 3. С. 3–35.
4. *Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г.* Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона, 2004. № 5. С. 202–212.
5. *Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Дараган-Суцов Ю.И., Гринько Л.Р., Петровская Н.А.* Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) // Геотектоника, 2015. № 6. С. 3–19.
6. *Косьюк М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д.* Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. Т. 200. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
7. *Мальшиев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А.* Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики. Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть», 2010. № 1. С. 20–28.
8. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Мальшиев Н.А.* Этапы структурной эволюции осадочного чехла о. Врангеля, Восточная Арктика // Геотектоника. 2018. №5. С. 1–17. DOI: 10.1134/S0016853X18050041
9. *Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фулджер Дж., Глузов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Мальшиев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Доронина М.С., Никишин В.А., Сколотнев С.Г., Черных А.А.* Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. 2022. 156 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 632). DOI: 10.54896/00023272_2022_632_1
10. *Петровская Н.А., Савишкина М.А.* Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9. № 3. С. 1–19. DOI: https://doi.org/10.17353/2070-5379/39_2014/
11. *Пискарев А.Л., Поселов В.А., Аветисов Г.П.* и др. Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с.

12. *Поселов В.А., Жолондз С.М., Трухалев А.И., Косько М.К., и др.* Карта мощности осадочного чехла Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. 2012. Т. 8.
13. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Мусеев А.В., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Гущина М.Ю.* Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника, 2017. № 1. С. 3–18.
14. *Фрейман С.И., Никишин А.М., Петров Е.И.* Кайнозойские клиноформные комплексы и геологическая история Северо-Чукотского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. 2019. Сер. 4. Геология, № 4. С. 11–19.
15. *Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И.* Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2009. Т. 50, № 4. С. 443–460.
16. *Drachev S.S., Mazur S., Campbell S., Green C., Tishchenko A.* Crustal architecture of the East Siberian Arctic Shelf and adjacent Arctic Ocean constrained by seismic data and gravity modeling result // J. Geodyn. 2018. V. 119. P. 123–148.
17. *Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu.* Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // Russ. J. Earth Sci. 2003. V. 5. N 3. P. 185–202.
18. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // Earth-Science Review. 2021. V. 217. 103581. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>

С.Ю. Соколов¹, Н.П. Чамов¹, А.С. Абрамова¹

Пульсации активности плюмов во времени и пространстве и наложенный на океаническую литосферу магматизм

Сходство периодов и фаз пульсации магматизма в океанических сегментах Земли может быть проиллюстрировано сравнением треков горячих точек в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах. Они представлены в пространстве линейными цепочками магматических гор, которые формируются при движении литосферной плиты над выходом мантийного плюма к поверхности. Рассмотрим данные для Китового хребта в Атлантике (рис. 1).

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

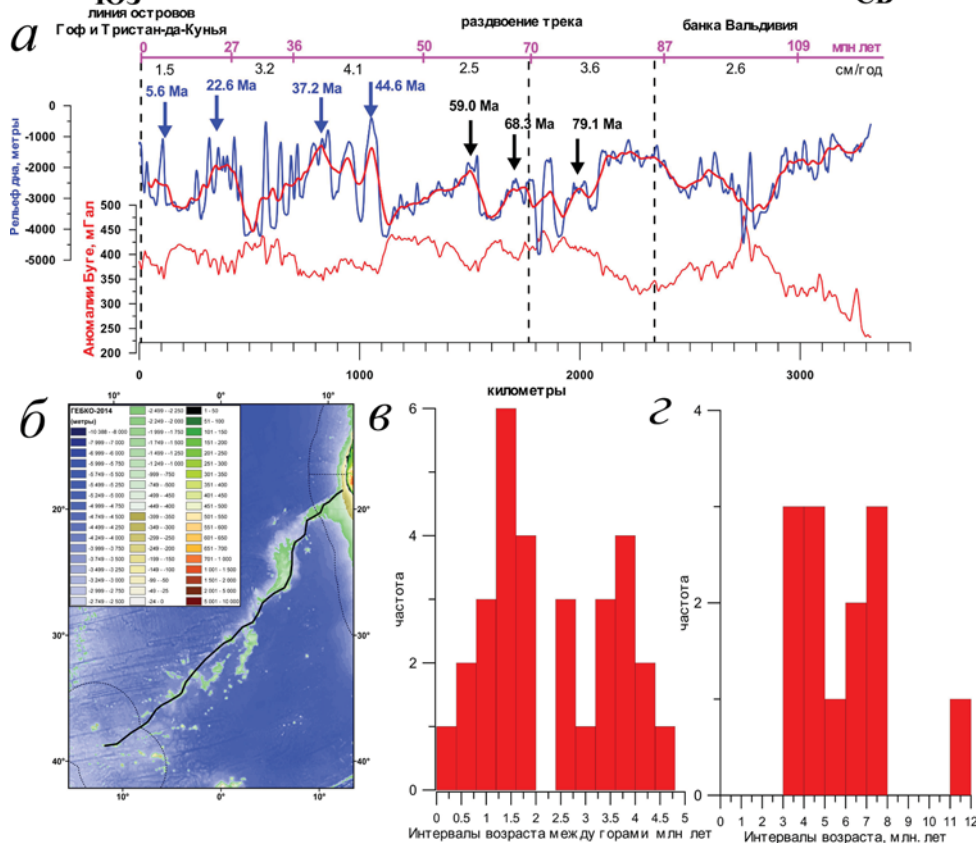


Рис. 1. Сопоставление геолого-геофизических параметров вдоль трека Китового хребта от горячей точки островов Тристан-да-Кунья и Гоф.

а – профиль рельефа дна (синяя линия) со сглаженным в 111 км плавающем окне профилем (красная линия); аномалии Буге по данным [1] (красная линия); распределение возрастов магматизма вдоль трека по данным [2] (фиолетовая шкала) с маркировкой скоростей между реперными датировками; стрелками с цифрами отмечены возрасты максимумов совпадения с Императорским и Восточно-Индийским хребтами. *б* – рельеф дна Южной Атлантики по данным [7] и положение трека Китового хребта, проведенного по областям с максимальной плотностью датировок пород. *в* – гистограмма возрастных интервалов между подводными горами, полученных привязкой к линейно интерполированным значениям между реперными датировками [2] в сегментах с разной скоростью. *г* – гистограмма возрастных интервалов между максимумами сглаженного рельефа, полученных привязкой к линейно интерполированным значениям между реперными датировками [2]

Первичный и сглаженный профили рельефа дна и аномалий Буге были сопоставлены с возрастными магматическими породами с учетом скоростей смещения плиты над горячей точкой островов Тристан-да-Кунья и Гоф по данным [1, 2] (рис. 1а), где представлен обзор основных датировок коренных пород. Особенностью трека Китового хребта со времени его заложения около 110 млн лет является его распад на несколько ветвей на рубеже 70 млн лет и резкий рост интенсивности магматизма, начиная с 40 млн лет. Линия профиля проходит по наиболее плотной локации определений возраста. Отрицательная корреляция сглаженного рельефа и аномалий Буге в треке ярко выражена. Она иллюстрирует очевидные вариации интенсивности плюмового магматизма юго-западного ответвления Африканского суперплюма, частью которого является также и горячая точка Кергелен, формировавшая Восточно-Индийский хребет. Особенностью вариаций магматического рельефа вдоль Китового хребта является бимодальное распределение высокочастотных неотфильтрованных периодов со значениями 1.4 и 3.6 млн лет (рис. 1в) и их перекрытие с отфильтрованными данными со значениями 3.8 и 7.4 млн лет (рис. 1г). Это указывает на повышенную интенсивность магматизма на промежуточном периоде 3.6–3.8 млн лет, которая сопоставима с процессами более длинных периодов. Сопоставление максимумов сглаженной интенсивности (рис. 1а) с максимумами в треках Индийского и Тихого океанов показывает хорошее совпадение с максимумами с разбросом ~2 млн лет. Это также указывает на фазовую совместимость в геологическом времени магматических процессов с одинаковыми преваляющими периодами в трех основных океанах.

При отсутствии длинного ряда возрастных датировок вдоль трека и более или менее компактном распределении возрастов в пределах кластеров подводных гор был осуществлен анализ импульсов наложенной магматической активности во времени на внутриплитном океаническом пространстве в координатах X (возраст фундамента) и Y (возраст пород) (рис. 2). Рассмотрение данных в указанном координатном пространстве позволяет также визуально оценивать разницу между временем формирования фундамента и более поздним наложением на него импульса магматизма.

Общая группировка кластеров в координатах рис. 2 сконцентрирована в нижней части плоскости под диагональным «горизонтом» магматических событий. Это объясняется невозможностью образования внутриплитных магматических построек ранее времени формирования спредингового фундамента, на котором они обнаружены. Непосредственно под «горизонтом» (рис. 2) находятся кластеры 3, 6, 7, 8 и 10, которые формировались в течение первых десятков млн лет после образования фундамента. К настоящему времени верхнемантийное пространство под этими кластерами является «холодным» (рис. 2), что указывает на отсутствие «горячих» объемов мантии, продуцирующих расплавы для формирования гор, и

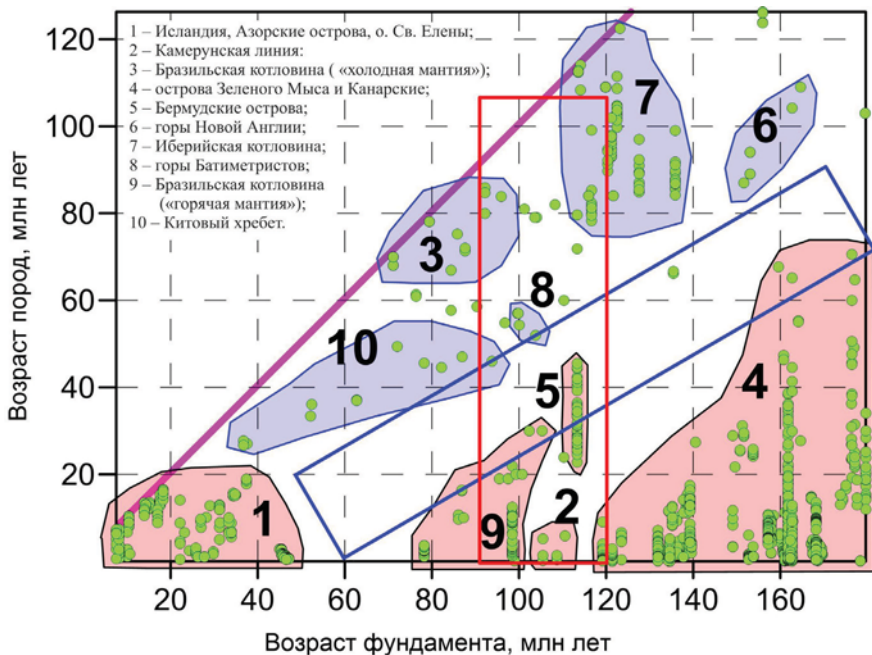


Рис. 2. Диаграмма датировок магматических пород (зеленые кружки) в координатах возраста фундамента по магнитным данным [3] и аналитических значений возраста по данным [4–6].

Синие поля возрастных кластеров соответствуют областям с положительными (холодными) значениями вариации сейсмических скоростей в слое от 0 до 100 км, красные – областями с отрицательными (горячими) значениями. Фиолетовая диагональ – линия горизонта магматических событий. Синий прямоугольник – область паузы в появлении импульсов магматизма. Красный прямоугольник – область без перерывов магматизма. Цифрами обозначены пространственные кластеры внутриплитных магматических гор с расшифровкой

загухание импульса внутриплитного магматизма. Кластер 10 (Китовый хребет) имеет вытянутую вдоль оси X форму, соответствующую треку горячей точки, расположенной в настоящее время под островами Гофф и Тристан-да-Кунья (рис. 1). В координатах рис. 2 кластер 10 сочленяется с кластером 1 наиболее молодого магматизма от подходящих к Срединно-Атлантическому хребту плюмов Исландии, Азорских островов и острова Св. Елены. Всем проекциям указанных плюмов на поверхность соответствует «горячая» область мантии (рис. 2) вблизи фундамента с возрастом менее ~40–45 млн лет, за которым наблюдается пауза в наличии новейших магматических построек на фундаменте вплоть до возраста ~80 млн лет.

Выводы

1. Вариации интенсивности магматизма вдоль треков горячих точек океанов имеют синхронизированные по фазе с точностью ~1.5 млн лет периоды равные ~7.5, ~3.7 и ~2.0 млн лет, а также периоды сопоставимые с первыми десятками млн лет.

2. Под активными в настоящее время внутриплитными магматическими системами с максимальной разностью возрастов пород и фундамента наблюдаются «горячие» аномалии сейсмической томографии в мантии. Неактивные системы с минимальной разностью возрастов пород и фундамента расположены над «холодными» мантийными областями.

3. Кластеры возрастов в координатах магнитный возраст (ось X) и возраст образцов (ось Y) образуют компактные географически разнесенные группы в диапазоне всех возрастов фундамента. Они указывают на фиксированное положение подводных каналов относительно плиты на восточном фланге САХ и имеют длительность импульсов магматизма от 20 до 60 млн лет.

4. Импульсам магматизма, продолжающимся в настоящее время в различных частях Атлантики, предшествовала пауза магматизма от 20 до 60 млн лет в разных частях Атлантики, что указывает на глобальность импульсного режима.

5. Отмеченный характер распределения групп внутриплитного магматизма в используемых координатах, имеющий как временное, так и пространственное дискретное распределение, при анализе данных сейсмотомографии вполне объясним сочетанием импульсного режима вертикального поступления прогретого вещества с одновременным горизонтальным движением плит. Для Атлантики – с западным дрейфом.

6. Не имеет пауз внутриплитный вулканизм на океаническом фундаменте с возрастными от 80 до 120 млн лет.

Данная работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 24-17-00097.

Литература

1. *Balmino G., Vales N., Bonvalot S., Briais A.* Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *J. Geodes.* 2012. V. 86. № 7. P. 499–520. <https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>

2. *Huang L., Li C.-F.* What controls the magma production rate along the Walvis Ridge, South Atlantic? // *Tectonophysics.* 2024. V. 883. 230381. P. 1–12. DOI: 10.1016/j.tecto.2024.230381

3. *Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* G3. 2008. V. 9. N. 4. P. 1–19.

4. Мазарович А.О. Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный Мир, 2000. 176 с.

5. Сколотнев С.Г., Пейве А.А. Состав, строение, происхождение и эволюция внеосевых линейных вулканических структур бразильской котловины (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 59–80.

6. GEOROC geochemical database. 2017. (Access 8 august 2017) (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>)

7. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Version 20141103. 2014 (<http://www.gebco.net>)

**А.Н. Стафеев¹, М.Е. Воронин¹, А.В. Ступакова¹,
А.А. Суслова¹, Р.С. Сауткин¹**

Тектонические условия формирования нижнеюрских отложений Восточного Предкавказья

Палеогеографические условия осадконакопления нижнеюрских отложений Восточного Предкавказья требуют более детальной разработки, необходимой для структурно-фациальной локализации новых участков, перспективных на поиски нефти в районе с высокой освоенностью недр и хорошо развитой инфраструктурой.

В Восточном Предкавказье нижнеюрские отложения, сложенные аллювиально-озерными фациями, выполняющими грабены субкавказской и северо-восточной ориентировки, а также изометричный Прикумско-Маньчский бассейн, вскрываются в целом ряде скважин Прикумской зоны поднятий Восточно-Маньчского прогиба и кряжа Карпинского [7, 8]. В полных разрезах снизу-вверх они представлены тремя толщами: 1) туфо-аргиллитовой (до 170 м) – в северной части Прикумской зоны и песчано-глинистой толщей (до 70 м) – в Восточно-Маньчском прогибе; 2) песчано-глинистой толщей с прослоями полимиктовых песчаников и линзами кварцевых песчаников и гравелитов с обилием каолинита (до 200 м, Величаевская 35); 3) преимущественно глинистой толщей (до 150 м). Для всех толщ характерно обилие углефицированных растительных остатков, встречаются пропластки (до 10 см) угля, глинисто-углистые

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

породы с мм слоистостью и линзы кварцевых песчаников с углефицированными растительным детритом.

Учитывая линзовидный характер разрезов и отсутствие фаунистических остатков, выделение и прослеживание разновозрастных слоев затруднено, можно отметить лишь несколько параметров сопоставления разрезов. Свежая пирокластика характерна для нижней толщи, но на севере Прикумского вала встречается и во второй толще. Сферолиты сидерита характерны для верхней толщи, но на Прикумском валу часто встречаются и в средней толще. Иными словами, границы между толщами, которые в пределах даже одной площади проводятся неоднозначно, не являются изохронными.

Нижнюю толщу можно условно отнести к геттангу–синемюру, флористический комплекс из самой нижней части нижней юры содержит остатки *Susacocarpidium*, которые могут указывать на геттанг-синемюрский возраст [6]. Эта толща (до 170 м), вероятно, накапливалась в вулканотектонической озерной впадине на севере Прикумского вала, а также в средней части Восточно-Маньчского прогиба (до 50–70 м) в реликтовом озерной впадине. Возраст второй толщи нижней юры, установленный по палинофлоре, оценивается как раннеплинсбахский по сопоставлению с палинокомплексом хумаринской свиты Северного Кавказа [1, 6]. Верхняя, глинистая толща нижней юры по комплексу спор и пыльцы имеет тоарский возраст [1, 6]. При этом следует отметить, что разными авторами описаны два различных тоарских палинокомплекса. Один из них [6], вероятно, нижнетоарский – с доминированием пыльцы голосеменных, среди которых содержание пыльцы *Classopollis* достигает 70%. Такое аномальное для тоара и всей нижней и средней юры содержание пыльцы *Classopollis* характерно для раннетоарского климатического оптимума и времени глобальной раннетоарской трансгрессии [2]. Второй описанный комплекс [1], вероятно, происходит из верхов тоара, в нем доминируют споры папоротникообразных (до 85%), а количество *Classopollis* не превышает 17%. В полных разрезах нижней юры происходит постепенный переход от тоара к нижнему аалену, кровля верхней толщи нижней юры может включать низы аалена, а её нижняя граница часто не совпадает со сменой литологического состава и проходит внутри глин.

Перспективы в корреляции разрезов связаны с выделением внутри глинистой верхней толщи нижней юры, маломощной (первые десятки м) пачки тонкослоистых чёрных глин нижнего тоара. В раннем тоаре в бассейнах от Арктики до Тетиса фиксируется аноксическое океаническое событие, которое привело к формированию нефтегазоматеринских толщ [5]. В Восточном Предкавказье это событие можно связать с ингрессией моря в Прикумско-Маньчский озерный бассейн со стороны морского бассейна Северного Кавказа. Это подтверждается первым появлением

в озерном бассейне морской фауны – находками тоарских агглютинирующих фораминифер [1].

В Прикумско-Манычском бассейне с нечеткими контурами локализуется два депоцентра: Прикумский на юго-западе и Манычский на северо-востоке. Несмотря на сложный доюрский рельеф, максимальные мощности нижней юры четко оконтуриваются ромбовидным сдвиговым бассейном СВ простираения. В СВ части этого бассейна рисуется конус выноса, сложенный более грубыми аллювиальными фациями. Своей вершиной конус выноса вписывается в эрозионную ложбину СВ простираения (Закумская площадь), в осевой части ложбины мощности на 75–100 м больше, чем на бортах, а в скв. 1 Закумская фиксируется выполненными песчаниками эрозионный врез глубиной 40 м. Далее на СВ в скв. 8, Красный Камышаник (юг вала Карпинского), в основании разреза появляется пачка песчаников (50 м), вероятно, также залегающих во врезе. Еще далее на СВ вдоль той же линии в осевой зоне Цубукско-Промысловского прогиба, из аллювиально-озерных отложений в основании разреза юры получен спорово-пыльцевой спектр (скв. 66, Межевая), который сходен с палинокомплексами геттанга–синемюра и плинсбахы Румынии и Северо-Западного Устья [9]. Колебания мощностей в низах разреза (20–100 м) и быстрые фациальные переходы на Промысловской площади могут свидетельствовать о еще одном сдвиговом проточном бассейне, секущем доюрскую структуру, а палеорека, вероятно, протягивалась далее на СВ к Южному Уралу.

От Прикумско-Манычского бассейна ранее нами была реконструирована речная система, протягивающаяся на ЮЗ в направлении Ахметовского прогиба (верховья Кубани) [7, 8]. Она несла терригенный материал, который формировал в центральной части северного склона Кавказа и Предкавказья плинсбахскую Хумаринскую дельту [4].

Анализ фаций и мощностей, картирование врезов и каналовых фаций по данным бурения и на сейсмических профилях, а также общий палеогеографический анализ позволили реконструировать всю речную систему, которую можно условно назвать Палеоуралом.

Выводы

1. Речная система (Палеоурал), питавшая терригенным материалом Хумаринскую дельту, имела гораздо большую протяженность в СВ направлении, она следовала через проточный Прикумско-Манычский бассейн, формируя в нем озерную дельту, а в верховьях могла выдвигаться к юго-западным склонам Южного Урала. Возможно, одним из её истоков была небольшая раннеюрская река Палеосагыз [3].

2. Структурная картина, рисунок фаций и анализ источников сноса показывают, что, долина Палеоурала контролировалась зоной трансенсии

вдоль (Черкесско-Астраханского) левого сдвига СВ простирания. Эта долина параллельна долине Палеодона, который через Ейский аллювиально-озерный проточный бассейн нес терригенный материал в плинсбахскую Саблыньскую дельту, расположенную в Крыму в междуречье Малого Салгира и Качи [10]. В тоаре началось, а в аалене продолжилось формирование очень крупной Аварской дельты на Восточном Кавказе. Её питала крупная речная система из Закаспия, со стороны Аральского моря [7]. Эта более молодая раннеюрская речная система в целом имела то же СВ протяжение, но её долина уже разбивалась на ряд широтных и меридиональных отрезков, свидетельствующих о перестройке структурного плана на рубеже ранней и средней юры

3. Изометричный облик нижнеюрского Прикумско-Маньчского озерного бассейна, обусловлен наложением структур ранней юры СВ простирания на триасовый структурный план с СЗ простиранием структур.

4. Нефтегазоносность среднеюрских и более древних отложений Восточного Предкавказья связана большей частью с областью распространения нижней юры. Многие залежи в эродированных структурах триаса, вероятно, образовались на счет миграции нефти из перекрывающих нижнеюрских отложений. Возможно, одной из главных нефтематеринских толщ Восточного Предкавказья являются черные сланцы нижней юры.

5. Новыми объектами на поиски нефти могут являться шнурковые песчаные тела в толще озерных черных сланцев, которые на сейсмических профилях прослеживаются в виде «пунктирных уровней» с резко меняющимися петрофизическими свойствами.

Литература

1. *Арцишевич М.Е., Жатькова Э.А., Сократов Б.Г.* Новые материалы к стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений Вост. Предкавказья // Тр. Сев.-Кавказ. научно-исслед. проектного ин-та нефтяной промышленности. 1973. Вып. 13. С. 3–13.

2. *Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л.* Плинсбах-тоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 61–80.

3. *Марковский Н.И.* Палеогеографический прогноз нефтегазоносности. М.: Недра, 1981.

4. *Неручев С.Г.* Об условиях накопления угленосных плинсбахских отложений в центральной части северного склона Кавказа и Предкавказья // ДАН СССР. 1960. Т. 134. № 1. С. 157–159.

5. *Никитенко Б.Л., Фурсенко Е.А., Князев В.Г., Глинских Л.А.* Нижнетоарские высокоуглеродистые глинистые толщи севера Восточной Сибири (стратиграфия, фации, органическая геохимия) / Черные сланцы: геология, литология,

геохимия, значение для нефтегазового комплекса, перспективы использования как альтернативного углеводородного сырья // *Материалы Всероссийской научно-практической конференции. Якутск: Ахсаан? 2015. С. 166–170.*

6. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Сев. Кавказа / Под ред. Н.В. Безносова, М.С. Бурштара, В.А. Вахрамеева и др. М., 1973. 194 с.

7. *Панов Д.И., Стафеев А.Н.* Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 2. С. 19–27.*

8. *Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В.* Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // *Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 3–14.*

9. *Стафеев А.Н., Смирнова С.Б., Гуцин А.И., Казакова З.И., Короновский Н.В.* Ландшафтные обстановки и история формирования среднеюрских отложений Восточного Предкавказья // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 1. С. 26–37.*

10. *Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Кулибаба А.Л.* Саблынская дельта (плинсбах – нижний тоар) Горного Крыма // *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы седьмого Всеросс. совещ. М., 2017. С. 213–216.*

А.С. Степанов¹

Тектонические условия генерации гранитов А-типа на основании глобального обобщения геохимии ультра-высокотемпературных (УНТ) реститовых пород

Так называемые гранитоиды А-типа широко распространены на всех континентах и могут ассоциироваться со значительными месторождениями редких, цветных и благородных металлов. Многочисленные исследования показали, что гранитоиды А-типа образуются в результате плавления реститовых пород гранулитовой фации [1]; однако связь генерации магм этого типа с высокотемпературным метаморфизмом мало ясна. Нами было проведено глобальное обобщение данных по геохимии метаосадочных пород, претерпевших гранулитовый и ультра-высокотемпературный ме-

¹ State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan, China, Китайский университет наук о Земле, г. Ухань

таморфизм из более 20 метаморфических комплексов, расположенных на всех континентах [2]. Это обобщение показало, что плавление в условиях гранулитовой фации метаморфизма обычно приводит к обеднению компонентами гранитных расплавов (SiO_2 , K_2O , Na_2O) и несколькими литофильными элементами (P, Pb, Rb, Cs, U). Однако при УНТ(Р) условиях плавления, геохимические результаты потери расплава могут радикально отличаться, и приводить к двум основным сценариям.

Первый сценарий наблюдается в (мета-)осадочных ксенолитах, блоках, содержащихся в базитовых интрузиях и в УНТ(Р) породах. В таких породах может наблюдаться интенсивное обеднение JP3Э , Th, U, Zr, Nb и другими литофильными элементами, которые обычно содержатся в акцессорных минералах. Протолиты этих пород содержали водные минералы (в первую очередь слюду), плавление было интенсивным, а высокие температуры приводили к повышенной растворимости в расплаве акцессорных минералов, таких как циркон, монацит и рутил. В этом случае, породы могли потерять значительную долю расплава, обогащенного редкими элементами. Расплавы, отделившиеся из таких пород, имеют многие характеристики гранитоидов А-типа, включая обогащение специфическим набором литофильных элементов (JP3Э , Th, U, Zr, Nb) и характерные Ga/Al отношения. Примеры метаморфизма такого типа известны в Кокчетавском метаморфическом комплексе и в базитовых интрузиях Италии и Ирландии [3, 4].

Второй сценарий наблюдается в региональных УНТ метаморфических комплексах. Такие породы обычно показывают ограниченную потерю расплава и небольшую потерю некоторых литофильных элементов (U, Rb и Cs). Породы этих комплексов, вероятно, были обезвожены во время предшествовавшего гранулитового метаморфизма. Низкое содержание воды в этих породах при УНТ плавлении привело к образованию небольшой доли вязкого малоподвижного расплава. Примеры таких комплексов являются региональные УНТ комплексы Антарктиды и Шри-Ланки [5]. В случае такого сценария образование гранитоидных магм незначительно.

Полученные результаты изучения метаосадочных реститовых пород имеют нетривиальные следствия для понимания тектонического положения анорогенных гранитоидов и их металлогении. Генерация магм в условиях УНТ плавления коровых пород определяется историей дегидратации и метаморфизма. Региональные УНТ террейны, вероятно, вносили незначительный вклад в магматизм, в то время как плавление «свежих» недегидратированных отложений приводит к образованию расплавов с характером обогащения, типичным для гранитоидов А-типа. Однако образование таких расплавов происходит в условиях, где агрегация и транспортировка расплава может быть затруднена. Так, при плавлении метаосадочных пород, которые находятся в виде ксенолитов/блоков в базитовых

интрузиях, гранитоидные расплавы будут смешиваться с вмещающими магмами, образуя гибридные расплавы. При этом высокое содержание ЛРЗЭ, Th, Zr, Nb в коровом компоненте будет отражаться интенсивной коровой меткой в гибридных расплавах. Фракционная кристаллизация таких расплавов может привести к дальнейшему обогащению несовместимыми элементами, вплоть до рудоносных концентраций. УНР(Т) плавление в Кокчетавском комплексе происходило в блоке(ах), погруженном в мантийные породы. Для достижения частичными выплавками поверхности, они должны преодолеть многокилометровую толщу перидотитов. Взаимодействие кислых расплавов с оливиновыми породами, вероятно, приводит к сложным метасоматическим реакциям, сокращающим объем расплавов, повышающим их щелочность, что, вероятно, также обогащает расплавы несовместимыми элементами. Сложные механизмы генерации и экстракции расплавов, образующихся при УНР плавлении, приводят к большому разнообразию составов гранитоидов типа А-типа.

Литература

1. *Landenberger B., Collins W.J.* Derivation of A-type Granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia // *Journal of Petrology* 1996. V. 37. P.145–170. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.145>
2. *Stepanov A.S., Allen C., Jiang S.-Y., Zhukova I.A., Duan D.-F., Wang L.* Geochemistry of metasedimentary restitic rocks and implications for melting conditions and metal potential of crustal felsic magmas // *Earth-Science Reviews* 2024.104799. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104799>
3. *Ewing T.A., Rubatto D., Hermann J.* Hafnium isotopes and Zr/Hf of rutile and zircon from lower crustal metapelites (Ivrea–Verbano Zone, Italy): Implications for chemical differentiation of the crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014.389. P. 106–118. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.029>
4. *Stepanov A.S., Hermann J., Korsakov A.V., Rubatto D.* Geochemistry of ultrahigh-pressure anatexis: fractionation of elements in the Kokchetav gneisses during melting at diamond-facies conditions // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014.167. P. 1–25. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1002-x>
5. *Malaviarachchi S.P.K., Dharmapriya P.L.* Trace element ratios hardly modify during extreme metamorphism of pelitic sediments as evidenced from the Highland Complex, Sri Lanka // *Lithos.* 2021. V. 394–395. 106120. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106120>

Байкало-Вилуйский палеопротерозойский пояс – Транссибирская золотоконтролирующая структура

Байкало-Вилуйский палеопротерозойский гранулит-гнейсовый пояс является одной из крупнейших региональных (транссибирских) шовных структур кристаллического фундамента Северо-Азиатского кратона, определяющих его металлогению. Байкало-Вилуйскому поясу на тектонических схемах кристаллического фундамента северо-востока России соответствуют Байкало-Вилуйская ветвь Транссибирского палеоархейского пояса, Витимо-Вилуйский пояс либо Ачитканский палеопротерозойский орогенный пояс [1, 4, 6]. Пояс перекрыт осадочными отложениями Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса и Сибирской платформы, он протягивается в северо-восточном направлении от оз. Байкал до устья р. Алдан, а восточнее – под осадочными отложениями Верхояно-Колымской складчатой области. Раннедокембрийские метаморфические породы обнажены в пределах Сарма-Тонодской зоны Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса и вскрыты Сунтарской опорной скважиной на глубине 368 м под нижнеюрскими отложениями Вилуйской синеклизы.

С целью анализа Байкало-Вилуйского палеопротерозойского пояса как Транссибирской рудоконтролирующей структуры золота проведена комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов на площади, ограниченной 108–140° восточной долготы, 54–68° северной широты (рис. 1). Строение Байкало-Вилуйского пояса представлено по результатам анализа гравитационного поля, отличительной чертой которого является региональная Байкало-Верхоянская аномальная зона протяженностью более 1800 км, объединяющая локальные гравитационные аномалии северо-восточного простирания – Бодайбо-Мамский, Уринский, Сунтарский, Тюкянский, Чыбыдинский, Хапчанский и Томпонский максимумы, Нюйский, Кемпендяйский и Нижнеалданский минимумы. Данные локальные аномалии интерпретируются как блоки консолидированной коры Байкало-Вилуйского пояса разного состава и гипсометрического уровня [7, 8]. Бодайбо-Мамский, Уринский, Сунтарский, Хапчагайский и Томпонский максимумы Байкало-Верхоянской гравитационной зоны амплитудой более 20 мГал по аналогии с Алдано-Становым щитом сопоставляются с блоками гранулитов.

¹ Геофизический институт ВНИЦ РАН, Владикавказ, Россия

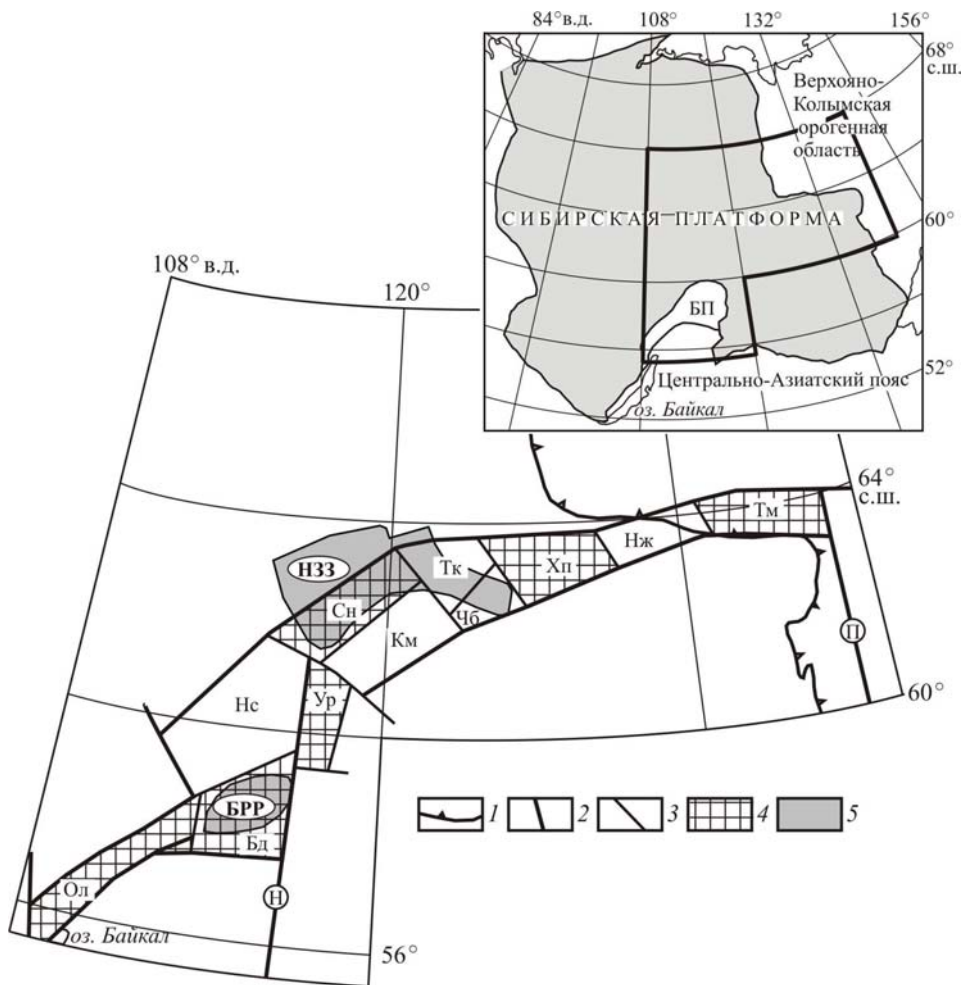


Рис. 1. Схема Байкало-Вилуйского палеопротерозойского пояса кристаллического фундамента Северо-Азиатского кратона [7, 8].

1 – граница Сибирской платформы и Верхояно-Колымской орогенной области; 2 – межблоковые разломы; 3 – межблоковые разломы; 4 – блоки гранулитов; 5 – золотоносные площади по [3]: БПР – Бодайбинский золоторудный район, НЗЗ – Нахаро-Кептинская золотороссыпная зона. Буквами обозначены блоки Байкало-Вилуйского пояса: Ол – Олоkitский, Бд – Бодайбо-Мамский, Нс – Нюйский, Ур – Уринский, Сн – Сунтарский, Км – Кемпендяйский, Тк – Тюкянский, Чб – Чыбыдинский, Хп – Хапчагайский, Нж – Нижнеалданский, Тм – Томпонский. На врезке: БП – Байкало-Патомский складчато-надвиговый пояс

Осадочные отложения, перекрывающие Байкало-Виллюйский пояс, содержат месторождения и россыпи золота [2, 3, 5, 9 и др.]. Приуроченность золотоносных районов и зон к Байкало-Виллюйскому гранулит-гнейсовому поясу (рис. 1) позволяет рассматривать в качестве источников золота его структурно-вещественные комплексы и главным образом раннедокембрийские метабазиты гранулитовых блоков, золотоносность которых хорошо изучена на Алдано-Становом щите (месторождение им. П. Пинигина, Дамбукинский, Верхнетимптонский и Сутамский районы).

Процесс образования золотоносных объектов Байкало-Патомского складчатого пояса и Виллюйской синеклизы Сибирской платформы рассматривается в рамках геодинамической модели Байкало-Виллюйского гранулит-гнейсового пояса. Блоки архейских гранулитов пояса при его формировании в палеопротерозое испытали диафорез и метасоматоз, способствующие как мобилизации золота метабазитов, так и его перераспределению с образованием золото-кварцевых и золото-пирит-пирротиновых жил. При этом шовная зона Байкало-Виллюйского пояса являлась хорошо проницаемой для глубинных флюидов, обеспечивающих перераспределение, миграцию и концентрацию золота.

Бодайбинский и Олоkitский грабены в неопротерозое заполнялись продуктами разрушения выступов раннедокембрийских метаморфических пород, также в Бодайбинский грабен сносился обломочный материал с Алдано-Станового щита. Золото формировало как вкрапленность в осадочных отложениях, так и древние погребенные россыпи. К потенциально перспективным на погребенные россыпи золота Виллюйской синеклизы следует отнести площади, ограничивающие Сунтарский, Уринский и Нижнеалданский блоки, в пределах которых также возможны золоторудные объекты.

Литература

1. *Кушев В.Г.* Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Докембрийские троговые комплексы Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 28–34.

2. *Мигачев И.Ф., Карпенко И.А., Иванов А.И., Черемисин А.А., Куликов Д.А.* Золоторудное месторождение Сухой Лог – переоценка и оценка прогноза рудного поля и района // Отечественная геология. 2008. № 2. С. 55–67.

3. Минерагеническая карта Российской Федерации. Масштаб 1:5 000 000. ФГУП «ВСЕГЕИ», 2008.

4. *Мишин В.М., Бадарханов В.И., Болознев В.И.* Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерагении. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 151 с.

5. Никифорова З.С. Геолого-структурный контроль и критерии прогнозирования типов коренных источников россыпной золотоносности востока Сибирской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2018. № 5. С. 17–24.

6. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.

7. Стогний В.В., Стогний Г.А. Байкало-Вилуйский палеопротерозойский пояс Сибирской платформы: региональная золотоконтролирующая структура // Геология рудных месторождений. 2021. Т.63. № 6. С. 489–497.

8. Стогний Г.А., Стогний В.В. Структура кристаллического фундамента Байкало-Патомского складчатого пояса и роль региональных глубинных разломов в формировании золоторудного месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь) // Геофизика. 2016. № 3. С. 73–77.

9. Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И. Золотоносность Вилуйской синеклизы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1975. 149 с.

О.И. Сусликова^{1,2}, С.Н. Сычев^{1,2}, И.В. Кудрявцев²

Структурный анализ комплексов Южно-Ануйской сутурной зоны и ее обрамления в районе опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ (Северо-Восток России)

Южно-Ануйская сутурная зона (ЮАС) представлена позднеюрскими вулканогенными и раннемеловыми терригенными отложениями и рассматривается в качестве коллизионной структуры, возникшей в результате столкновения Северо-Американского и Северо-Азиатского континентов и закрытия позднемезозойского океанического бассейна [1, 2]. На юге сутура ограничена Олойским и Яракваамским островодужными террейнами, на северо-востоке – террейном Западной Чукотки, сформированном в условиях пассивной окраины [3]. Комплексы ЮАС и пограничных террейнов с резким угловым несогласием перекрываются отложениями Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП). На изучаемой

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

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

территории вкост простирается сутуры и ее обрамления проходит современный опорный геолого-геофизический профиль 2-ДВ «п-ов Кони – о. Врангеля», имеющий протяженность 2090 км и охарактеризованный полным комплексом полевых геофизических исследований, включающих сейсморазведку МОВ-ОГТ, ГСЗ и электроразведку МТЗ.

В настоящее время модель строения и формирования Южно-Аннуйской сутурной зоны остается весьма дискуссионной, несмотря на наличие значительного количества исследований по этой теме [1, 4]. Задачей настоящей работы является уточнение структурно-геологических особенностей строения ЮАС на основе методов структурного анализа и сопоставления полученных результатов с геофизическими разрезами по профилю 2-ДВ и картами аномального магнитного поля крупномасштабных аэромагнитных съемок.

Структурный анализ проводился на 18 геологических картах масштаба 1:200 000 (листы Q-58-I-XVIII). Для решения поставленной задачи с карт были оцифрованы и перенесены в табличную форму все элементы залегания слоистости пород и построены азимутальные проекции (рис. 1): общее количество элементов составило 1399. В результате анализа геологических карт и азимутальных проекций, основываясь на структурных особенностях, территория была разделена на зоны в границах террейнов, выделенных ранее.

Олойский террейн, сложенный осадочными породами и вулканитами островодужной природы среднего палеозоя – мезозоя, включает в себя пять зон [3]. Центральная зона (1) характеризуется очень пологой складчатостью верхнемезозойского складчатого комплекса с северо-западным простираем осевых поверхностей, шарниры складок субгоризонтальные (рис. 2-1). По геофизическим данным опорного профиля 2-ДВ здесь, под пологозалегающим верхнемезозойским комплексом, располагается значительно деформированный, вероятно, ниже-среднемезозойский комплекс. Южнее, во второй зоне, интенсивность деформаций этого комплекса, выходящего на поверхность, соответствует линейной закрытой складчатости (рис. 2-2). Простираем осевых поверхностей, как и в центральной зоне, северо-западное, шарниры субгоризонтальные. На северо-востоке, в 3-ей зоне, в ниже-среднемезозойском комплексе, отмечается открытая наклонная складчатость с погружением шарниров в северо-восточном направлении под углом 15–25° (рис. 2-3). Простираем осевых поверхностей меняется с северо-западного, наблюдаемого в ранее описанных зонах, на северо-восточное. По результатам анализа геофизических разрезов по опорному профилю и геологических карт, в северной части Олойского террейна, на границе с ЮАС, интенсивность деформаций значительно возрастает, складчатость становится линейной и закрытой, появляются признаки широкого распространения сдвиговых деформаций.

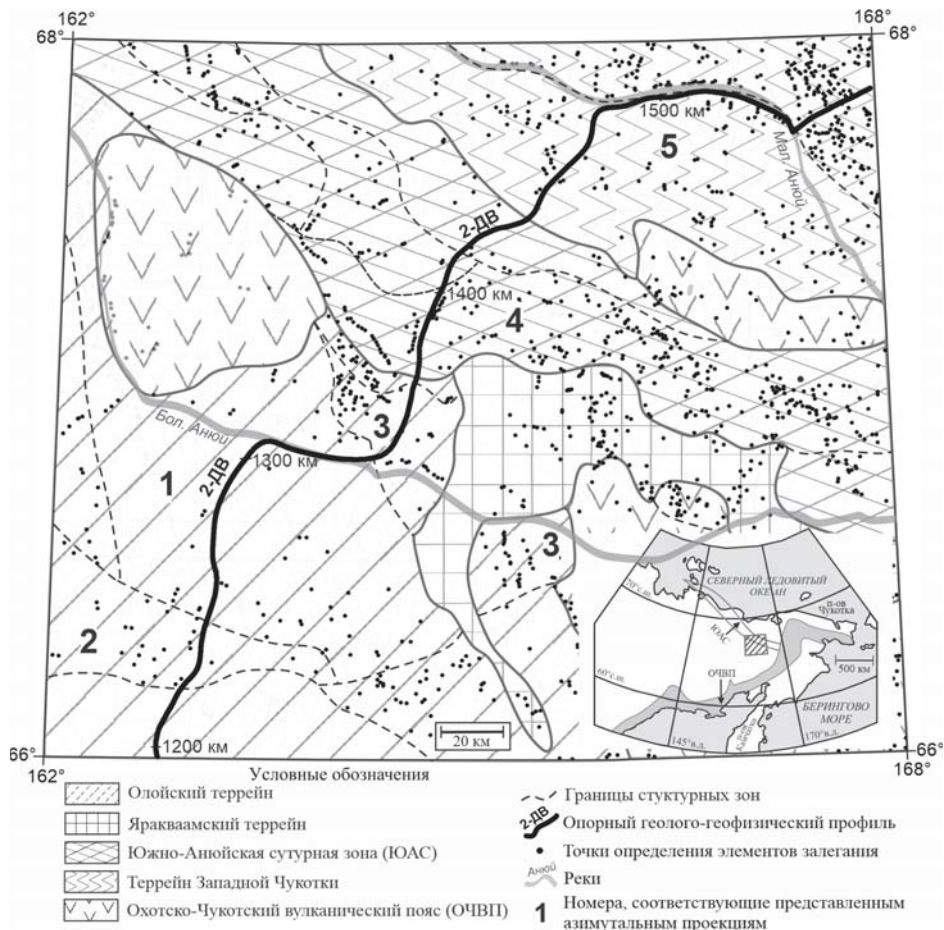


Рис. 1. Карта фактического материала, совмещенная с тектонической схемой, для Южно-Анnojской сутурной зоны и обрамления

В строении островодужного Яракваамского террейна участвуют средне-позднепалеозойские и мезозойские структурно-вещественные комплексы, представленные вулканогенными и осадочными образованиями [2]. В данной работе структурные особенности строения террейна не рассматриваются.

Главный объект исследования данной работы, ЮАС, состоит из комплекса сильно деформированных верхнеюрских подушечных базальтов и нижнемеловых турбидитов [5]. Он отличается еще более сложным строением и по интенсивности и характеру деформаций разделяется на

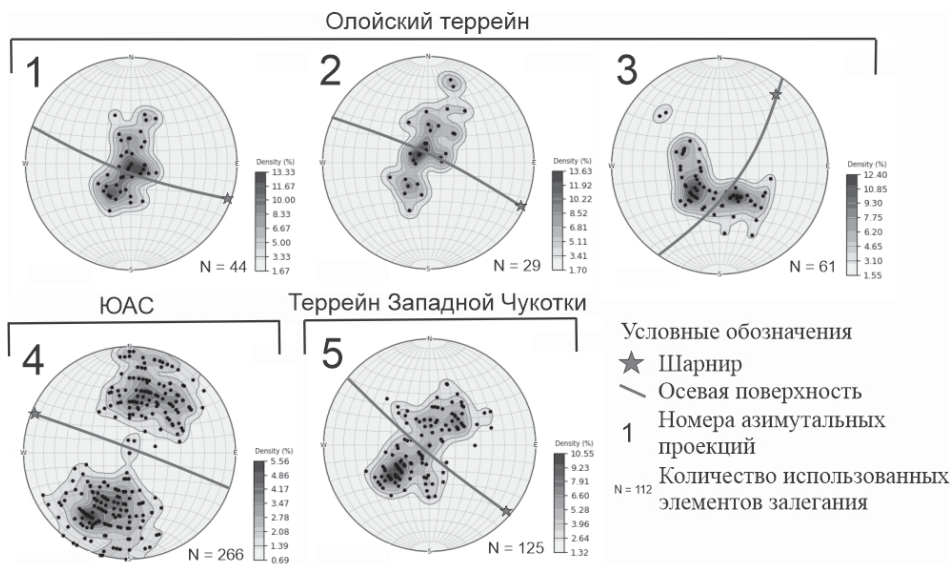


Рис. 2. Азимутальные проекции для выделенных зон с условными обозначениями. Построены в нижней полусфере с использованием равноплощадной сетки Шмидта в программе OpenStereo [6]

4 зоны. Азимутальная проекция для южной зоны (4) наиболее отчетливо демонстрирует особенности строения сутуры (рис. 2–4). Она представлена комплексом закрытых, сжатых и изоклинальных складок. Осевые поверхности простираются в северо-западном направлении, шарниры складок субгоризонтальные. Вкрест простирания ЮАС, в ее юго-западной части осевые поверхности складок погружаются под крутыми углами на северо-восток, в центральной части они становятся вертикальными, тогда как ближе к террейну Западной Чукотки они погружаются под крутыми углами на юго-запад. От ее центра к периферии прямые складки сменяются наклонными, а затем опрокинутыми. Высокая интенсивность деформаций, а именно крутопадающие и опрокинутые складки в пределах ЮАС, подтверждается анализом карт аномального магнитного поля крупномасштабных аэромагнитных съемок, в которых к северу от профиля отмечается множество аномалий, связанных с высокомагнитными серпентинизированными ультрабазитами. В геофизических разрезах по опорному профилю отмечается развитие крутопадающих разрывных нарушений предполагаемой сдвиговой кинематики. В северной части сутуры в структурном разрезе МОВ-ОГТ проявляются признаки системы надвигов юго-западной вергентности.

Северо-восточнее ЮАС ограничивается террейном Западной Чукотки, сложенным флишево-сланцевыми отложениями пассивной окраины с возрастом от среднего палеозоя до мезозоя [3]. Он характеризуется пологой и открытой складчатостью в зоне (5), граничащей с сутурой (рис. 2-5). Простираение осевых поверхностей складчатой зоны северо-западное, шарниры субгоризонтальные. Геофизические данные по опорному профилю свидетельствуют о надвиговой природе контакта комплексов террейна и ЮАС, в юго-западной части террейна предполагается формирование антиклиналей висячих крыльях надвигов.

Таким образом, на основе структурного анализа выявлены следующие особенности строения территории:

В Южно-Анюйской сутурной зоне интенсивность деформаций максимальная, она характеризуется линейной складчатостью от закрытой до изоклиальной с крутыми падениями осевых поверхностей. Северо-восточное направление погружения осевых поверхностей на юго-западе сменяется юго-западным погружением на северо-востоке. Имеющийся комплекс структурных признаков и особенности глубинного строения позволяют предполагать транспрессионную модель формирования данной структуры.

В Олойском террейне складчатость также линейная. Смена ориентировки шарниров складок с северо-западной на северо-восточную позволяет предположить наличие более позднего этапа деформаций, вызвавшего поворот складчатой зоны. Структурные особенности террейна Западной Чукотки принципиально отличаются от смежной с ним ЮАС и Олойского террейна. Здесь формирование открытых складок, вероятно, было связано с надвиганием террейна на комплексы ЮАС.

Литература

1. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В. и др. Тектоническая позиция Южно-Анюйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72 с.

2. Ганелин А.В. Офиолитовые комплексы западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования). М.: ГЕОС, 2017. 178 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 613).

3. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 46 с.

4. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A. et al. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. V. 11. № 5. P. 1530–1564.

5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

**М.А. Суханова¹, Е.Б. Сальникова¹, А.В. Степанова²,
М.В. Стифеева¹, А.В. Кервинен²**

**Высокотемпературная термохронология
пород Беломорской провинции
и Лапландско-Кольского коллизионного орогена:
различия в скорости остывания в палеопротерозое**

Заключительная стадия развития коллизионного орогена связана с растяжением мощной и «легкой» земной коры, которое приводит к выводу глубинных блоков на более высокий уровень. Эксгумация сопровождается декомпрессией и охлаждением пород. Одним из методов оценки скорости эксгумации в орогенах является высокотемпературная термохронология. Этот метод основан на комплексном изучении нескольких минералов-геохронометров, имеющих различные температуры закрытия изотопной системы. Температура закрытия изотопной системы – это то значение температуры, при котором диффузия рассматриваемых элементов становится незначительной по сравнению со скоростью его накопления вследствие радиоактивного распада [1]. При соотнесении серии «кажущихся» возрастов исследуемых минералов и температур закрытия их изотопных систем проявляется возможность оценить скорость остывания исследуемых пород. Соотнесение полученных значений скорости остывания позволяет оценить различия в скорости эксгумации отдельных блоков, слагающих исследуемый ороген (чем выше скорость остывания пород, тем выше скорость эксгумации).

Для молодых орогенов зачастую характерны более высокие скорости остывания пород, чем для древних: в Гималаях она составляет 30 °C/млн лет [2], тогда как в орогене Лимпопо она приблизительно равна 1 °C/млн лет [3]. В пределах одного орогена скорость остывания пород иногда варьирует в пределах 20–25 °C/млн лет. Так, например, в Восточных Альпах скорость остывания изменяется от 25 до 50 °C/млн лет [4].

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Лапландско-Кольский коллизионный ороген (ЛКО) расположен в северо-восточной части Фенноскандинавского щита и был образован в результате столкновения Карельского и Кольско-Мурманского континентальных блоков около 1.9 млрд лет назад. Беломорская провинция (БП) является юго-западным форландом ЛКО и расположена вблизи зоны сочленения с Карельским кратоном. Условия метаморфизма в центральной части (ядре) ЛКО достигают гранулитовой фации, при этом преобразования регрессивной стадии практически отсутствуют [5]. В БП, наоборот, регрессивная стадия проявлена интенсивно (средне- и высокотемпературная амфиболитовая фация), пиковые условия достигали высокобарной гранулитовой и эклогитовой фаций [6, 7].

Для проведения термохронологических исследований был выбран участок, расположенный в северной части БП вблизи поселка Тэдино. Были проведены U-Pb (ID TIMS) исследования монацита из Vt-Mus гнейса и рутила из Ky-Grt-Vt гнейса. Монацит имеет светло-зеленую окраску и образует субидiomорфные зерна, практически лишённые включений. Точки изотопного состава единичных зерен монацита образуют дискордию, возраст верхнего пересечения с конкордией составляет 1855 ± 3 млн лет (СКВО = 0.90). Рутил представлен идиоморфными кристаллами темно-коричневого цвета. На некоторых зернах наблюдаются каймы ильменита. Для анализа были отобраны наиболее прозрачные зерна без видимых кайм. Для анализа использовались навески 0.5–1.0 мг. Конкордантный возраст рутила из Ky-Grt-Vt гнейса равен 1807 ± 7 млн лет (СКВО = 0.063). Рассчитанная скорость остывания пород рассматриваемого участка составляет 6.3 °C/млн лет.

Полученное значение скорости остывания пород участка, расположенного в северной части БП, дополняет опубликованные ранее данные о скоростях остывания пород в ядре ЛКО (9.1 °C/млн лет) [8] и центральной части БП (5.4 °C/млн лет) [9]. Таким образом, имеющаяся информация свидетельствует о том, что остывание пород и их экзгумация с наибольшей скоростью происходило в ядре ЛКО, а по мере удаления от него в пределах БП происходила все медленнее.

Исследования являются вкладом в реализацию темы FMEN-2023-0009 ИГ КарНЦ РАН.

Литература

1. *Dodson M.N.* Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // *Contrib. Miner. Petrol.* 1973. V. 40. P. 259–274.
2. *Burbank D.W., Blythe A.E., Putkonen J., Pratt-Sitaula B., Gabet E., Osinkin M., Barros A., Ojha T.P.* Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas // *Nature.* 2003. V. 426. P. 652–655.

3. *Kamber B.S., Blenkinsop T.G., Villa I. M., Dahl P.S.* Proterozoic Transpressive Deformation in the Northern Marginal Zone, Limpopo Belt, Zimbabwe // *The Journal of Geology*. 1995. V. 103. № 5. P. 493–508.

4. *Luth S.W., Willingshofer E.* Mapping of the post-collisional cooling history of the Eastern Alps // *Swiss J. Geosci.* 2008. V. 101. P. 207–223.

5. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *European Lithosphere Dynamics Geological Society, London. Memoirs*. 2006. V. 32. P. 579–598.

6. *Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Азимов П.Я., Суханова М.А., Котов А.Б., Степанов В.С., Егорова С.В., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Кервинен А.В., Родионов Н.В.* История формирования коронитовых метабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования циркон-бадделейтовых агрегатов с помощью дискретной химической абразии // *Петрология*. 2022. № 30. С. 596–622.

7. *Melnik A.E., Skublov S.G., Rubatto D., Müller D., Li X.-H., Li Q.-L., Berezin A.V., Herwartz D., Machevariani M.M.* Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru- Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.* 2021. V. 353. P. 106014.

8. *Каулина Т.В.* Заключительные стадии метаморфической эволюции Колвицкого пояса и Умбинского блока (юго-восточная ветвь Лапландского гранулитового пояса): U-Pb датирование циркона, титанита, рутила // *Вестник МГТУ*. 2009. Т. 12. № 3. С. 386–393.

9. *Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Стифеева М.В., Азимов П.Я., Котов А.Б., Галанкина О.Л.* Термохронология метаморфических комплексов Гридинско-Амбарнинского домена Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // VIII Российская конференция по изотопной геохронологии. Возраст и корреляция магматических, метаморфических, осадочных и рудообразующих процессов: Тез. докл. СПб., 2022. С. 155–156.

Новейший Уральский ороген – тектоника и геодинамика

Определение современных геодинамических условий формирования и развития новейших структур – задача, на основе которой решаются многие практические вопросы.

Взгляды на происхождение новейшего Уральского орогена, его новейшую структуру и современную активность включают геодинамические процессы глобальные, действующие со стороны границ литосферных плит, региональные – со стороны соседних платформ, локальные, связанные с взаимодействием отдельных структур.

Влияние глобальных процессов на формирование новейших структур орогенов и платформ отражено В.И. Макаровым и Ю.К. Щукиным [1] в создании геодинамически активных систем, включающих источник напряжений и область со структурами, морфология и строение которых отражают влияние этого источника. Для Урала такими системами являются на северо-западе Скандинавская с рифтогенезом в Атлантическом океане, на юге и юго-востоке – Центрально-Азиатская с коллизией Евразийской, Аравийской и Индостанской плит, на севере – Арктическая система хр. Гаккеля с рифтогенезом. Самостоятельным источником напряжений является глубинная Прикаспийская впадина–синеклиза, устойчиво развивающаяся на протяжении всей геологической истории. Новейшая структура Урала, морфология поднятий и опусканий, тип разрывных нарушений – отражают влияние указанных систем с источниками напряжений.

Рифтогенез на севере Атлантического океана вызывает смещение Восточно-Европейской платформы (далее ВЕП) на восток-юго-восток, в то время как движение Западно-Сибирской плиты (далее ЗСП) направлено к северу под влиянием коллизионных процессов напряжений, действующих с юга. Фактически Урал зажат между ВЕП и ЗСП, и его новейшая структура формируется в условиях транспрессии при косой коллизии ВЕП и ЗСП при продольном левом сдвиге [3]. Это обусловило его субмеридиональное простираение при сравнительно небольшой ширине, широкое развитие сдвиговых деформаций, ограниченное количество субширотных структур и структур растяжения. Спрединг в Арктике с раскрывающимся в хр. Гаккеля рифтом, влияет на новейшую структуру Пай-Хоя с северо-западной ориентировкой его структур [5].

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

² Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва

Помимо глобальных источников напряжения, на отдельные области орогена воздействуют менее крупные структуры соседних с ним платформ: выступы фундамента, развивающиеся своды, впадины. Их динамическое влияние вызывает развитие структур, активность разрывных нарушений, сейсмичность [4]. Кроме того, возможно влияние процессов, происходящих в земной коре орогена. Они имеют глубинное заложение, отраженное в строении поверхности Мохо, мощности земной коры, их геофизических характеристиках, глубине залегания фундамента. В результате на фоне общих закономерностей на отдельных участках Урала меняются его ориентировка, строение, типы и морфология новейших структур, сейсмичность. Но при многообразии источников напряжений, результат их воздействия на структуру Урала сводится к преобладанию регионального всестороннего сжатия при локальных процессах растяжения, определенных по измерению напряжений в подземных горных выработках [2], подтвержденных наземными исследованиями.

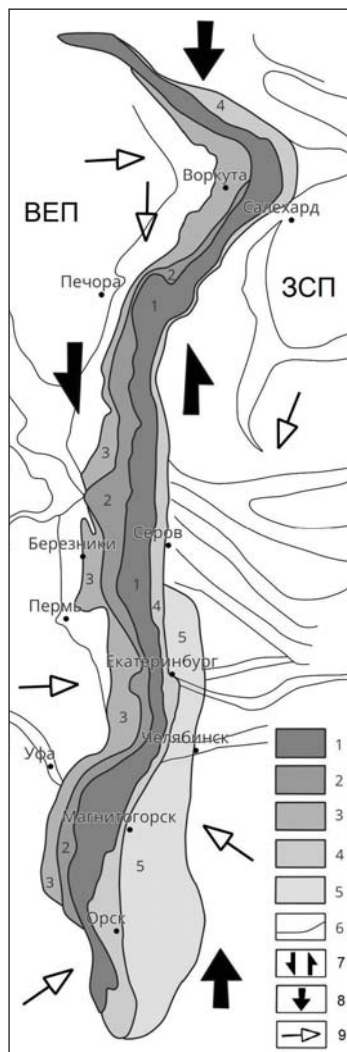
Границы влияния разных источников напряжений представлены валами, прогибами, глубинными разломами. Часто они трудно определимы или расплывчаты из-за интерференции нескольких разнотипных по происхождению процессов. Строение, морфология новейших структур Урала и прилежащих ВЕП и ЗСП совместно со структурно-кинематическими и геофизическими данными позволяют предварительно выделить области влияния различных источников напряжений (рис. 1).

На Полярном и Субполярном Урале формирование новейших структур, по данным [5], обусловлено субмеридиональным сжатием. Однако структуры Полярного Урала северо-восточного простирания и резкое их выгибание к востоку, возможно, обусловлены влиянием давления и со стороны Печорской синеклизы? На Северном Урале, наряду с субмеридиональным сжатием, действует давление с северо-востока, со стороны ЗСП, судя по северо-западной ориентировке подходящих к Уралу структур.

На Среднем Урале на *западном* его склоне одновременно с действием глобальных источников – движением ВЕП и ЗСП в противоположных направлениях – проявлено влияние отдельных структур ВЕП. На севере развитие Камского свода ВЕП вызывает формирование сопряженных с ним структур в районе Соликамской впадины. Южнее давление с запада со стороны Уфимского выступа фундамента ВЕП привело к аномалии в строении области сочленения Среднего и Южного Урала – широтному сжатию и субмеридиональному растяжению в широтной полосе между Екатеринбургом и Миассом (появление грабенов, горстов), пережиму и выгибание структур на восток.

На *восточном* склоне Среднего. Урала от верховьев Пельма на севере до долины р. Пышмы крупные структуры, подходящие к Уралу, имеют северо-западное простирание, подчиняясь давлению, исходящему с СВ с

Рис. 1. Геодинамическая схема Урала.
 1 – Центральное (осевое) поднятие Уральского орогена; 2 – Западно-Уральская предгорная ступень; 3 – Предуральская денудационная ступень; 4 – Восточно-Уральская предгорная ступень; 5 – Магнитогорско-Челябинское поднятие; 6 – эрозионно-тектонические понижения; направления: 7 – сдвиг вдоль Урала, 8 – сжатия с хр. Гаккеля и коллизионных границ, 9 – сжатия со стороны платформенных структур.
 ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ЗСП – Западно-Сибирская плита



ЗСП. Серовско-Маукская система разломов в новейшее время является, как и в палеозое, шовной сдвиго-поддвиговой зоной.

Долина р. Пышмы субширотного простирания – граница смены влияния источников напряжения. Южнее до Мугоджар действует давление с юга и юго-востока со стороны коллизионных границ и Казахстана. Об этом свидетельствуют широтные, переходящие в северо-восточное простирание крупные поднятия, разделенные узкими эрозионно-тектоническими понижениями, занятыми долинами рек Миасс, Уй, Тогузак.

На Южном Урале на *западном и восточном* его склонах новейшие структуры, в том числе Каратауский выступ, отражают влияние процессов сжатия, направленных с юго-востока со стороны Казахстана, где «сейчас происходит коллизия Центрально-Казахстанского блока, подталкиваемого Индостанским индентором, с ВЕП» [3, с. 273]. Об этом свидетельствуют выгибание структур к северо-западу, тесное кулисное сочленение поднятий и впадин в системах при широком развитии сдвиговых деформаций, отсутствие широтных структур растяжения, миграция осей новейших поднятий к северу, сейсмогеологические, структурно-кинематические и другие данные. Общее расширение Южного Урала, не вяжущееся с направлением давления, по мнению М.Л. Коппа [3], вызвано нагнетанием и движением масс с севера из области Среднеуральской аномалии.

На *юго-западе* Южного Урала влияние Прикаспийской впадины отражено в северо-западной ориентировке структур, несогласной со структурами Урала, но параллельной структурам Прикаспийского прогиба. Уржум-Оренбургская зона, протягивающаяся на сотни километров по долине р. Салмыш до г. Уржум на р. Вятке при левостороннем сдвиге, является границей структурного несогласия областей с новейшими структурами, испытывающими геодинамическое влияние двух крупных источников тектонических напряжений Урала и Прикаспийской впадины [1].

Влияние внутренних источников на формирование структуры Урала, возможно, проявлено относительно широкими субмеридиональными долинами–грабенми, развитыми в основном в центральной части орогена.

Литература

1. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 145–245.
2. *Зубков А.В.* Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. N. 3. С. 3–18.
3. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.
4. *Макеев В.М., Пикулик Е.А., Никитин С.Н., Коробова И.В.* Современные геодинамические системы Урала в связи с сейсмичностью // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т. 5. № 3. С. 83–98.
5. *Сим Л.А., Маринин А.В., Гордеев Н.А., Брянцева Г.В., Бондарь И.В.* Особенности неотектонических напряжений Северной Евразии и их взаимосвязь с глобальным тектогенезом // Российская тектонофизика. К 100-летию юбилею М.В. Гзовского. РИО КНЦ РАН Апатиты: 2019. С. 125–149.

Источники сноса и возраст терригенно-вулканогенных пород внутренней зоны Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток России)

Уяндино-Ясачненский вулканический пояс (УЯВП) расположен на коллаже террейнов, которые включаются в состав Колымо-Омолонского супертеррейна. В строении УЯВП участвуют различные по составу осадочно-вулканогенные образования средне-позднеюрского возраста. Пояс представляет собой дугообразную мезозойскую структуру, в центре которой находится Илинть-Таская зона, сложенная преимущественно базальтоидами илиньтаской серии, и Илинть-Таский антиклинорий, включающий в себя мощную (до 9 км) толщу флишоидов бастахской серии [1].

Илынтьтаская серия характеризуется широким возрастным диапазоном, большой мощностью (до 4.5 км) и значительной латеральной изменчивостью, что дало основание для выделения в ее составе трех свит (снизу вверх): сарканьинской (средний бат–келловей), гармычанской (келловей – ранний кимеридж) и элекчанской (поздний кимеридж – ранний титон). В северо-восточной части УЯВП картируется левокыринская свита, датируемая интервалом поздний титон – берриас [2]. Бастахская серия (титонский ярус) в своем составе объединяет четыре свиты (снизу вверх): ламуткинскую, устьягындинскую, нейсаттскую, аргатасскую.

Для U-Pb геохронологических исследований цирконов, выделенных из матрикса конгломератов базальных горизонтов сарканьинской свиты, залегающих на увязкинской свите в среднем течении реки Булкут, отобрана проба 4162-2-1. В борту ручья Голубой, находящегося вблизи Рассохинского гранитного массива, из гармычанской свиты отобрана проба 1165-1. В долине ручья Петровский из вулканических пород элекчанской свиты отобрана проба 1129-2, в правом безымянном притоке реки Олгуя из флишоидов нейсаттской свиты – проба 5025-3. В борту реки Омчикчан отобрана проба 111-1 из пород ламуткинской свиты и ниже по течению – проба 115-1 из пород нейсаттской свиты [3]. U-Pb-датирование цирконов осуществлялось в ГИН СО РАН. Для построения графиков и дальнейшей интерпретации использовались анализы с дискордантностью менее 10%.

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

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

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Образец 4162-2-1. 75 из 81 зерен характеризуются дискордантностью менее 10%. Среди всей датированной популяции цирконов 12% имеют позднеюрские возрасты, 5% – среднеюрские, 48% цирконов имеют девонские возрасты (4% – позднедевонские, 23% – среднедевонские и 21% – раннедевонские). На долю цирконов с раннепалеозойскими возрастaми приходится 7% зерен. Неопротерозойские возрасты были получены для 7% цирконов, палеопротерозойские – для 17% и неоархейские – для 4%. На графиках плотности вероятности выделяются три значимых максимума, отвечающих девонскому (391 млн лет) и юрскому (163 и 155 млн лет) возрасту.

Образец 1165-1. Дискордантность менее 10% получена в 78 из 105 зерен. Больше (88%) количество зерен имеет юрские возрасты, из них 33% – позднеюрские, 51% – среднеюрские и 4% – раннеюрские. Цирконы с палеозойскими и протерозойскими возрастaми составляют 8 и 3% соответственно. Выделяются два максимума, отвечающие возрастaм 164 и 150 млн лет.

Образец 1129-2. Для 67 из 105 датированных обломочных (?) цирконов были получены возрасты с дискордантностью менее 10%. Проанализированные цирконы имеют юрский возраст, средневзвешенный возраст (по 63 зернам) составляет 147.4 ± 0.4 млн лет.

Образец 111-1. 84 из 105 проанализированных зерен циркона имеют дискордантность, не превышающую 10%. Самое большое количество цирконов имеет раннемеловой возраст и составляет 24% от всей популяции датированных зерен. Позднеюрские возрасты имеют 20% цирконов, 4% – среднеюрские, 6% – раннеюрские, 7% – триасовые, 17% – палеозойские и 23% – палеопротерозойские возрасты. Наиболее интенсивные максимумы соответствуют ранне-позднеюрским возрастaм (147 и 180 млн лет), также наблюдается отчетливый пик в области раннемелового возрастa (132 млн лет). Самый молодой циркон в популяции имеет возраст 122 ± 2 млн лет.

Образец 5025-3. Из 107 зерен дискордантность менее 10% установлена в 92 зернах. Среди них 3% имеют архейские возрасты, 21% – палеопротерозойские, 16% – палеозойские, 3% – триасовые, 41% – юрские и 15% – раннемеловые. Отмечаются отчетливые пики в области средне-позднеюрских возрастaв (174 и 147 млн лет) и два максимума с раннемеловыми возрастaми (135 и 124 млн лет). Самый молодой циркон имеет возраст 123 ± 1 млн лет.

Образец 115-1. Были получены данные о возрастaх для 105 цирконов, в 74 из которых проявлена дискордантность не более 10%. Цирконы имеют возрасты от неоархея до раннего мела. 4% от всей популяции цирконов имеют раннемеловые возрасты. Цирконы с позднеюрскими возрастaми образуют наиболее многочисленную группу среди всех анализированных

зерен и составляют 24%, тогда как 4% имеют среднеюрские возрасты, 11% – позднеюрские. Пермские возрасты имеют 11% зерен циркона, по 7% – каменноугольные и девонские возрасты. Раннепалеозойские возрасты показали 8% изученных зерен, 1% – раннеопротерозойские, 12% – архейские возрасты. Наиболее интенсивные максимумы отмечаются в области юрских возрастов (150 и 175 млн лет), а раннемеловые возрасты образуют небольшой пик, отвечающий 138 млн лет. Наиболее молодой циркон имеет возраст 137 ± 1 млн лет.

Для илиньгасской серии характерно преобладание цирконов с возрастными 150–164 млн лет, что согласуется с датировками гранитных штоков изученной площади, южных частей Главного (Колымского) батолитового пояса, а также вулканитов Дарпирской зоны УЯВП и свидетельствует о преобладающем сносе с них. Возрастная характеристика образца 1129-2, скорее всего, отражает возраст самой породы и указывает на то, что цирконы в ней имеют магматический генезис, а не обломочный. Девонские возрасты обломочного циркона (пик 391 млн лет), которые отмечаются в пробе 4162-2-1, свидетельствуют о размыве увязкинских осадочно-вулканогенных пород, которые имеют эмско-эйфельский возраст.

Раннемеловые возрасты обломочных цирконов (124–138 млн лет), которые отмечаются во всех проанализированных образцах, взятых из пород слабо охарактеризованной фаунистически бастахской серии, позволяют пересмотреть ее возрастную принадлежность и считать верхнюю границу накопления флишoidов не древнее барремского яруса. Наиболее вероятными источниками сноса обломочного материала, по-видимому, являлись гранитоиды северных частей Главного батолитового пояса с изотопными возрастными в пределах 130–140 млн лет [4] и Северного батолитового пояса с возрастными 120–125 млн лет [5]. Также на территории исследования имеется ряд умеренно-щелочных малых магматических тел берриас-валанжинского возраста, которые могли быть источником продатированных зерен циркона, выделенных из пород бастахской серии.

Обломочные цирконы, имеющие позднеюрский возраст (147–150 млн лет), скорее всего, содержались в кислых вулканитах илиньгасской серии (элекчанской свиты, проба 1129-2) и имеют местное происхождение. Также сходные возрасты кислого магматизма отмечаются в Дарпирской зоне УЯВП и южных частях Главного (Колымского) батолитового пояса.

Цирконы со среднеюрскими возрастными (174–180 млн лет) не имеют очевидного источника сноса, но недавние литологические исследования среднеюрских терригенных пород Полуосно-Дебинского террейна в районе кряжа Улахан-Сис и слияния рек Индигирка и Инъяли могут указывать на существование вулканической островной дуги вблизи западной окраины Омuleвского террейна, вследствие чего можно предположить снос обломочного материала с нее [6, 7].

Потенциальными источниками цирконов с раннемезозойско-палеозойскими возрастами (пики 203, 275, 325, 363, 365, 463 млн лет) могли быть как близлежащие породы Омудевского, Рассохинского и Арга-Тасского террейнов, в которых на возрастных уровнях дарривильского, фаменского, серпуховского, кунгурского и рэтского ярусов распространены вулканические образования, так и отложения Алазейского, Приколымского и Омолонского террейнов.

Полученные U-Pb датировки обломочных цирконов позволяют пересмотреть возраст пород бастахской серии, который ранее считался титонским, уточнить его и принять титон-барремским. Также они свидетельствуют о том, что основные источники обломочного материала для пород илиньтасской серии располагались в пределах области развития УЯВП и к юго-западу от него, а для бастахской серии – по всей периферии от района накопления флишевых отложений. По-видимому, к северо-востоку от мест функционирования вулканического пояса находился океанический бассейн, вследствие чего сноса с этого направления не установлено. Эти данные могут косвенно указывать на наклон палеозоны Заварицкого-Беньофа при становлении УЯВП под террейны, окружающие окраину Сибирского кратона.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ 20-17-00197-П.

Литература

1. Данилов В.Г., Ставский А.П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачненского вулканического пояса // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 1. С. 44–55.

2. Протопопов Г.Х., Трущелов А.М., Кузнецов Ю.В. *И др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Верхоянско-Колымская. Лист Q-54 – Усть-Нера. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Якутскгеология». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 845 с.

3. Сычев С.Н., Брусницына Е.А., Лебедева О.Ю., Соколов С.Д., Данилов В.Г., Хубанов В.Б., Рогов А.В. Источники сноса и возраст вулканогенно-терригенных пород бастахской серии (Илинь-Тасский антиклинорий, Северо-Восток России) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520. № 2 (в печати).

4. Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В., Соколов С.Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ag-Ag геохронологические данные // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.

5. Лучицкая М.В., Герцева М.В., Сысоев И.В. Геодинамика и раннемеловой магматизм Северного вулcano-плутонического пояса Верхояно-Колым-

ской складчатой области (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2023. № 5. С. 96–120.

6. Костылева В.В., Герцева М.В., Герасимова М.В. Петрографический состав песчаников и источники сноса среднеюрских терригенных отложений центральной части Иньяли-Дебинского синклинория (юго-восток хребта Черского, Республика Саха) // Известия УГГУ. 2024. Вып. 3. № 75. С. 7–16.

7. Костылева В.В., Лутиков О.А., Герцева М.В., Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И. // Среднеюрские отложения кряжа Улахан-Сис (Республика Саха): биостратиграфия, литологическая характеристика и обстановки осадконакопления // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 3. С. 358–375.

Т.Ю. Тверитинова¹, М.Ю. Никитин¹, И.В. Галушкин²

Динамика развития вулканизма Лусонской островной дуги (Филиппины)

Лусонская островная дуга – часть Филиппинского подвижного пояса (ФПП) между Евразийской и Филиппинской плитами. ФПП – современный дивергентный ороген между Манильской и Филиппинской зонами субдукции, осложненный косо секущим Филиппинский архипелаг Филиппинским левым сдвигом ССЗ простирания, вдоль которого происходит косая конвергенция плит. Вулканы Лусонской островной дуги, сформировавшиеся при поддвиге окраины Евразийской плиты под Филиппинский архипелаг, наложены на докайнозойские комплексы хребта Замбалес [1–4]. Большинство остальных вулканов ФПП связаны с субдукцией под архипелаг Филиппинской плиты. Лусонский пояс отделен от более южной части ФПП системой субширотных разломов, являющихся опережающими к Филиппинскому левому сдвигу.

Изученные вулканы – Натиб и Маривелес, как и расположенный севернее действующий вулкан Пинатубо [5], являются позднекайнозойскими стратовулканами. На район вулканов по цифровой модели рельефа построена геолого-геоморфологическая карта м-ба 1:50 000 с подробной легендой. По данным К-Аг метода вулканы Натиба имеют плиоцен-

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

² Центр геофизических исследований Владикавказского научного центра РАН и Правительства Республики Северная Осетия-Алания, Владикавказ, Россия

позднеплейстоценовый возраст, Маривелеса – миоцен-среднеплейстоценовый (табл. 1).

Таблица 1

**Соотношения вулканических комплексов стратовулканов
Натиб и Маривелес**

Возраст	Натиб		Маривелес	
	Вулканические ассоциации	Этапы	Вулканические ассоциации	Этапы
Q ₁₁₁	Натибско-тиракская	IV Б Экструзии (4 центра), покровы туфов, лавы IV А Покровы пирокластики (2 стадии)		
Q ₁₁	Пинонан-аписанская	III Б Лавово-пирокластические потоки и лавово-пирокластические конусы (4 центра) III А Шлаковые конусы	Пантиган-винтанская	IV Экструзивные конусы, пирокластические покровы
Q ₁			Батаанская	III Б Жерловый конус, пирокластические покровы III А Экструзивный купол
N ₂ -Q ₁	Натибская 2	II Б Кальдерная стадия – пирокластические потоки II А Южный стратовулкан	Саматская	II Паразитный вулкан Самат
N ₂	Натибская 1	I Б Кальдерная стадия I А Северный стратовулкан	Маривеловская	I Б Стратовулкан, лавовые потоки, кальдерная стадия
N ₁				I А Интрузивный комплекс

Длительное геологическое развитие вулканов подтверждается их сложным строением. Стратовулканы сопровождаются паразитными конусами и экструзивными куполами. В разрезах вулканитов преобладают лавы, туфобрекчии, туфы андезитового ряда, развиты лахары. Пирокластические покровы имеют сложное строение и морфологию рельефа. Прикальдерные части склонов глубоко расчленены эрозией и в гребневой части кальдер имеют более свежие вулканические формы рельефа.

Пинатубо – действующий стратовулкан высотой 1486 м, катастрофическое извержение которого произошло в 1991 г. При извержении окрестности вулкана были опустошены пирокластическими потоками и лахарами. Погибло почти 1000 человек, были уничтожены две военные базы США. За несколько дней было выброшено около 10 км³ горных пород с интенсивностью выброса пирокластике более 300 тыс. м³/сек. Извержению Пинатубо был присвоен показатель силы извержения вулкана 6 по шкале вулканических извержений (VEI) [5].

Натиб – стратовулкан с диаметром основания 30 км, высота 1253 м. Объем вулканической постройки 345 км³ при площади основания 700 км². Вулкан имеет двойную кальдеру размером 7.5×5 км². Наиболее мощные извержения Натиба относятся к плиоцену – раннему плейстоцену. В это время сформировалась натибская вулканическая ассоциация. В плиоцене главная активность вулкана была связана с северным вулканическим центром. Здесь сформировались покровы и потоки лав базальтов и андезитов, переслаивающихся с туфами и туфобрекчиями. В конце позднего плиоцена – раннем плейстоцене вулканическая деятельность проявилась в южном вулканическом центре. Вулканисты представлены переслаиванием пирокластических потоков, состоящих из горизонтов тефры, линз пемзы, туфобрекчий андезитового состава, расслоенных потоками лахар. Оба извержения заканчивались формированием кальдерных проседаний. В конце раннего–среднем плейстоцене извержения вулкана сосредоточились между северным и южным центрами, сформировав пинонан-аписанскую вулканическую ассоциацию. Андезиты свиты образуют пологие лавовые покровы и останцы пирокластических потоков, спускающихся от ряда островершинных крутосклонных паразитных конусов в гребневой части кальдеры Натиб. Завершают разрез вулканического конуса вулкана Натиб позднеплейстоценовые вулканисты натибско-тиракской вулканической ассоциации, формирование которой было связано с функционированием многочисленных паразитных центров с комплексом лавово-пирокластических потоков андезитового и реже базальтового и дацитового состава. Это был финальный этап вулканизма вулкана.

Маривелес – стратовулкан с диаметром основания 22 км, высота 1388 м. На вершине обширная (4 км) кальдера, открытая к северу. На северном и восточном склонах расположены крупные паразитические конусы вулкана – Самат и Лимай соответственно. Наиболее древними образованиями вулкана являются миоценовые андезиты и андезидацинты, представленные скальными изолированными выходами в основании южного склона. Более широко распространены плиоценовые образования маривеловской вулканической ассоциации, включающей базальтовые и андезитовые лавы, туфы, туфобрекчии, слагающие западные и южные склоны кальдеры. На крутых склонах внутрикальдерной депрессии пред-

ставлен комплекс жерловых андезитов, туфов, пеплов и игнимбритов андезитового состава. В раннем неоплейстоцене на северо-западном склоне вулкана сформировался лавово-пирокластический паразитный вулкан Самат с сохранившимся жерлом и выводным лавово-пирокластическим потоком андезитов саматской свиты. Максимально вулканическая активность вулкана проявилась во второй половине раннего неоплейстоцена, когда формировалась батаанская вулканическая ассоциация, представленная пирокластическими покровами туфобрекчий, туфов андезитового и базальтового состава батаанской свиты, сохранившимися практически на всех склонах вулкана, а на вершине выражен экструзивный лавово-пирокластический конус. Завершает разрез вулкана образования среднеплейстоценовой пантиган-винтанской вулканической ассоциации, включающей пирокластические покровы обломочных туфобрекчий, пемзы, андезитов юго-восточного склона и сохранившиеся экструзивные и жерловые андезиты крутосклонных вершин.

Разновозрастные вулканические толщи Натиба и Маривелеса перекрыты позднеплейстоцен-голоценовыми прибрежно-морскими, аллювиальными, делювиальными, пролювиальными и лахаровыми накоплениями, локализованными вдоль береговой зоны полуострова Батаан, в речных и крупных овражно-балочных долинах, радиально расположенных на склонах вулканов.

Заключение

Впервые проведенное детальное геолого-геоморфологическое картирование вулканов Натиб и Маривелес оказалось эффективным для анализа их строения и динамики развития. Полученные данные указывают на то, что Натиб и Маривелес являются стратовулканами, сопровождающимися многочисленными паразитными жерлами. Вулканы были активны в течение плиоцена и раннего–позднего неоплейстоцена. На Маривелесе вулканическая деятельность завершилась в среднем неоплейстоцене, тогда как Натиб оставался активным и в позднем неоплейстоцене. Судя по тому, что вулканы Натиб и Маривелес расположены в одной вулканической зоне между действующих вулканов Пинатубо (извержение 1991 года) и Тааль (извержение 1911 года) извержения всех вулканов обусловлены общим фактором. Анализ динамики вулканов Маривелес, Натиб и Пинатубо, образующих непрерывную, связанную с современной субдукцией окраины Евразийской плиты под Филиппинский архипелаг субмеридиональную цепь вулканов Лусонской дуги указывает на направленное развитие вулканизма в этой зоне с юга на север. Маривелес в последний раз извергался в среднем плейстоцене, Натиб – в позднем плейстоцене, а Пинатубо активен и в голоцене. Севернее Пинатубо имеются пока только потухшие

вулканы, но вероятно следует ожидать, что в будущем и здесь появятся действующие вулканы.

Литература

1. Geological Report on the work in the area of the Bataan nuclear power plant. Philippine Geological Survey.
2. *Nguyen C.-N., Huang B.-S., Lee T.-Y., Chen P.-F., Nguyen V.D., Narag I., Bautista B.C., Melosantos A.* Slab tearing and lithospheric structures in Luzon island, Philippines: constraints from P- and S-wave local earthquake tomography // *Front. Earth Sci.* 2023 11:1213498. doi: 10.3389/feart.2023.1213498
3. *Sean Morrison.* Geologic evolution of the Philippines // <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:199529228>
4. *Smith W.D.* The Geology of Luzon // *The Journal of Geology.* 1913. V. 21. N. 1. P. 29–61.
5. Вулкан Пинатубо // <https://ru.wikipedia.org/wiki/Пинатубо>

А.В. Тевелев¹, О.В. Левченко², Ю.Г. Маринова², В.В. Юцис³

Локальная зона праводвиговой транспрессии в Центрально-Индийской котловине

Глубоководные котловины Мирового океана обычно имеют субгоризонтальное гладкое дно, над которым возвышаются редкие одиночные подводные горы. Центральная котловина Индийского океана, расчлененный рельеф дна которой образует множество больших холмистых возвышенностей с сильно деформированным осадочным покровом, существенно отличается от такой общей упрощенной геоморфологии. Она сложена коллажем уникальных тектонических структур. Эти складчато-разрывные нарушения и высокая сейсмичность свидетельствуют о сильной тектонической активности, отличающей Центрально-Индийскую котловину от всех других пассивных глубоководных котловин. Интенсивные внутриплитные деформации из-за континентальной коллизии Индийской и

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

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

³ Институт научных и технологических исследований, Отдел прикладных геонаук, Сан-Луис-Потоси, Мексика

Евразийской литосферных плит сделали Центральной котловину самой деформированной в Мировом океане.

Для изучения рельефа дна Центральной котловины в полосе от 6° с.ш. до 3.5° ю.ш. и от 81° до 82° в.д. была проведена непрерывная геофизическая съемка в рейсе SO258/2 ИС «Зонне», включавшая многолучевую батиметрию [2], сейсмоакустическое профилирование, магнитометрию и гравиметрию.

Эта съемка подтвердила мозаично-блоковую структуру области внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана [1]. Она состоит из множества изометричных деформированных тектонических блоков, проявляющихся в рельефе дна в виде холмистых возвышенностей. От всех них своей морфологией резко отличается рассматриваемый линейный блок на 0.2 – 0.6° ю.ш., названный нами из-за внешнего подобия «Ветка». Он представляет собой холмистую возвышенность с сильно расчлененным рельефом дна и в плане действительно напоминает ветку с листьями (рис. 1). Северный борт структуры приподнят на 70 – 80 м относительно южного вдоль узкой протяженной гряды ССЗ (300°) простирания высотой более 100 м (Главная гряда). К ней с обеих сторон примыкает серия коротких субширотных гряд. Эти регулярные короткие гряды четко выражены в северном блоке, где имеют высоту более 100 м.

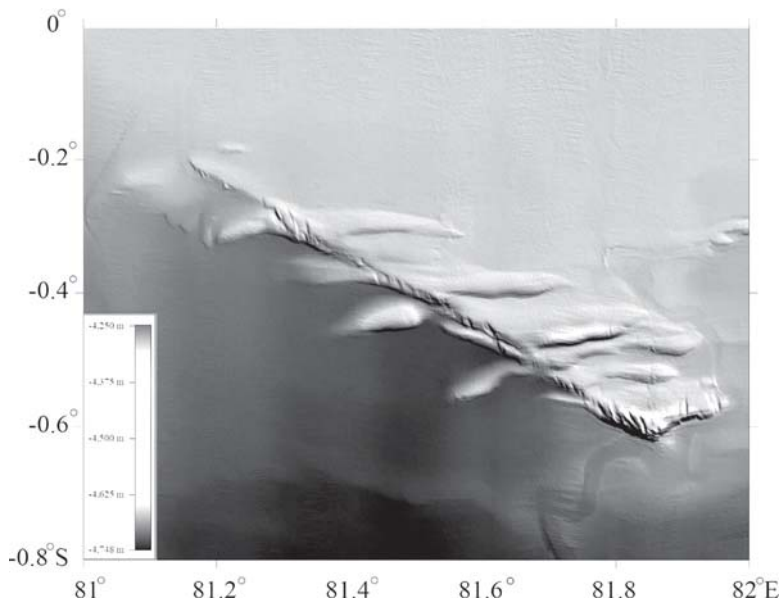


Рис. 1. Карта рельефа дна Центральной котловины Индийского океана (полигон «Ветка»)

В южном блоке имеется собственная система гряд меньшей высоты, независимая от северной системы.

Структурный анализ морфологических особенностей рельефа позволяет рассматривать его в качестве единого структурного парагенеза разномасштабных структурных элементов. Определяющим структурным элементом блока является сложно построенная Главная гряда, которая со структурной точки зрения является протяженной узкой антиклиналью цилиндрического типа и резко асимметричного строения. Северное ее крыло представляет собой пологий склон, а южное осложнено левокулисной серией коротких разрывов по всей длине складки. Эти разрывы выражены морфологически глубокими бороздами и представляют собой отрывы, ориентированные под углом примерно $45^\circ (\pm 10^\circ)$ к простиранию антиклинали (азимут простирания $335\text{--}355^\circ$). Отрывы образуют три домена, рассредоточенные вдоль Главной антиклинали.

Западный домен выделен вблизи периклинали Главной антиклинали, где она существенно уже, чем в других частях. Отрывы здесь расположены под наиболее острыми углами к оси складки (около 35°) и сопровождаются сколами, параллельными оси. Центральный домен выделяется в средней части Главной антиклинали. Здесь отрывы образуют парные структуры растяжения типа пулл-апарт, ограниченные сколами, параллельными антиклинали. Отрывы ориентированы строго под углом 45° к простиранию антиклинали и, как правило, сопряжены с продольными сколами, которые морфологически выражены длинными узкими бороздами или крутыми обрывами. Наиболее сложно устроено восточное окончание Главной антиклинали. Шарнир складки здесь резко воздымается, при этом складка обрывается поперечным разрывом и не имеет периклинали. В поднятой части отрывы третьего домена пересекают всю антиклиналь. Такое кулисное расположение структур растяжения образуется в обстановке правостороннего простого сдвига.

С центральной грядой сопряжены две серии правокулисных субширотных гряд, которые представляют собой линейные и брахиморфные антиклинали. Одна серия расположена севернее Главной антиклинали, а другая – южнее. Обе серии имеют южную вергентность, причем южные крылья складок обычно осложнены разрывами, которые выражены глубокими узкими понижениями рельефа. Несмотря на черты сходства, складки северной и южной групп имеют принципиально разное строение.

В южной группе насчитывается 5 складок, сопряженных с Главной антиклиналью. Они сформировались на встречных изгибах правых сдвигов, которые дихотомируют от южного края Главной антиклинали, поворачивая на юг и образуя структуру типа «конский хвост». Разрывы морфологически выражены резким уступом, реже – широким углублением. Каждая из складок южной группы имеет частные особенности, отличающие ее

от других, общее же их свойство заключается в том, что оси этих складок изогнуты выпуклостью на север. На перегибе шарниры антиклиналей ундулируют, и в складках образуются седловины. Западные периклинали складок отделены от них широкими проливами, которые сформированы в зонах растяжения. Кроме того, части складок, примыкающие к Главной антиклинали, как правило, нарушены серией отрывов.

Северная группа складок состоит, по меньшей мере, из семи антиклиналей, выраженных морфологически относительно широкими грядами высотой до 100 м. В отличие от складок южной группы, они прижаты к Главной антиклинали, а не отделены от нее. Эти складки устроены примерно одинаково – это наклонные пологие антиклинали, местами со слабоизогнутыми осями. Южные крылья складок ограничены разрывами, которые выражены глубокими долинами и уступами. С запада на восток интервалы между антиклиналями постепенно уменьшаются, а в самых восточных складках появляются отдельные поперечные отрывы меридионального простирания. Правокулисное расположение структур сжатия, которыми и являются антиклинали, предполагает их формирование в обстановке простого правого сдвига.

Таким образом, в строении тектонического блока «Ветка» сочетаются стандартные структурные элементы: 1) генеральная линейная антиклиналь с элементами косых сколов; 2) серия левокулисных структур растяжения (отрывы, пулл-апараты); 3) две правокулисные системы структур сжатия (наклонные складки, взбросы). Описанный парагенез может отвечать механической обстановке простого сдвига, что предполагает его возможную интерпретацию в рамках модели Риделя [3]. В этой интерпретации Главная антиклиналь соответствует зоне правого генерального сдвига Риделя. С юго-востока на северо-запад разрывы генерального сдвига дихотомизируют за счет ответвлений влево (на юг) под углом 5–15°. Эти синтетические разрывы соответствуют, видимо, вторичным сдвигам Риделя (Р-сколы). Отрывы в пределах Генеральной антиклинали представляют собой Т-трещины Риделя, которые располагаются под углом 45° к генеральному сдвигу.

Вместе с тем описанный парагенез не укладывается строго в схему Риделя, то есть обстановка его формирования не отвечает полностью механической обстановке простого сдвига по нескольким причинам. Во-первых, обстановка простого сдвига предполагает неизменный объем деформируемого блока, и деформации сжатия поперек генерального сдвига этой моделью не предусматриваются.

Во-вторых, несмотря на кажущееся внешнее сходство строения северной и южной групп антиклиналей, они всё-таки устроены по-разному. Структура северного крыла генерального сдвига интерпретируется как правокулисная серия складок южной вергентности, в которой антиклинали

непосредственно притерты к самому сдвигу. Складки южного крыла не притерты к генеральному сдвигу, а формируются как компенсационные структуры на встречных изгибах Р-сколов. Морфологически антиклинали южной группы во многом похожи на антиклинали северной группы, но имеют меньшую выраженность и амплитуду. Главная же проблема парагенезов северного и южного крыльев состоит именно в одинаковой (южной) вергентности складок. Это не соответствует стандартной модели Риделя, в которой вергентность в противоположных крыльях должна быть встречной. Наиболее вероятной причиной возникновения такой ситуации может быть разница в реологических свойствах пород, слагающих крылья сдвиговой зоны. Ее северное крыло представляется более легким, а южное – более тяжелым. За счет этого разрывы, ограничивающие с юга кулисные складки в разных крыльях, имеют разную кинематику. В пределах северного крыла они формировались как взбросы, а в пределах южного крыла – как поддвиги.

В-третьих, при общем субмеридиональном сжатии северное крыло сдвиговой зоны, скорее всего, надвинуто на южное, то есть генеральный сдвиг не вертикален, а падает на север-северо-восток и представляет собой не столько сдвиг, сколько взбросо-сдвиг. Поэтому Главная антиклиналь имеет резко асимметричное строение. Ее южное крыло не только разбито серией отрывов, вероятно, оно и более крутое.

В-четвертых, в модели Риделя простирание генерального сдвига должно быть ориентировано под острым углом к направлению сжатия, а генеральный сдвиг блока «Ветка» расположен к сжатию под тупым углом. Такая ситуация объясняется, вероятно, тем, что этот сдвиг сформировался на уже существовавшей ранее границе двух блоков океанической коры, а не является вновь возникшим в результате сжатия.

В-пятых, генеральный сдвиг блока «Ветка» выражен структурой сжатия (антиклиналью), что позволяет интерпретировать обстановку формирования блока в целом как транспрессию. Описанный парагенез полностью соответствует определению Сандерсона и Марчини [4], которые определяли транспрессию как деформацию, включающую сдвиг, сопровождаемый сокращением (сжатием) поперек плоскости разлома и вертикальным удлинением вдоль этой плоскости, т.е. как комбинацию механически чистого и простого сдвига. Таким образом, строение изолированного блока «Ветка» можно интерпретировать эшелонированной структурной моделью, связанной с транспрессией.

Литература

1. Левченко О.В., Веклич И.А., Турко Н.Н., Гейсслер В.Х., Крокер Р. Мо-
заика деформированных тектонических блоков в Центральной котловине

Индийского океана // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Т. 1. Материалы LIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2023. С. 274–278.

2. *Krocker R., Geissler W.H., Dorschel B.* Swath sonar bathymetry during R/V Sonne cruise SO258/2 with links to multibeam raw data files. Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, PANGAEA, 2018. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.881319>

3. *Riedel W.* Zur mechanik geologischer brucherscheinungen // Centralblatt für Mineralogie, Geologie, und Palaeontologie. 1929. P. 354–368.

4. *Sanderson D.J., Marchini W.R.D.* Transpression // Journal of Structural Geology. 1984. V. 6. P. 449–458.

Е.Н. Терехов^{1,2}, А.Б. Макеев³

**Корундовая минерализация
в Лапландско-Беломорском подвижном поясе
и роль гигантских гранатов с эффектом астеризма
для понимания геодинамической обстановки
её формирования (Балтийский щит)**

В пределах Лапландско-Беломорского подвижного пояса известно большое количество точек корундовой минерализации. Причем среди пород лапландского гранулитового комплекса и эклогитоподобных пород беломорского комплекса, корунды обнаружены только в шлифах в ассоциации с зёрнами граната и плагиоклаза [12]. В отличие от них в породах беломорского комплекса кристаллы корунда имеют размер в среднем 1–2 см, но иногда достигают 10 см (м-е Перуселька) [9]. Долгое время известно было небольшое количество работ по корундовым проявлениям этого региона, но в последние годы появилось много исследований, как собственно корунда, так и ассоциирующих с ним минералов. При этом, выполняется одно из главных правил распределения корундовой минерализации в мире – если они первоначально найдены в ограниченном количестве в виде одного типа минерализации, то со временем на этой

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

территории будут найдены различные проявления этого камня, не только в разных породных ассоциациях, но и различного возраста, что может указывать на наличие единого фактора, контролирующего процесс корундообразования, например, глубинный флюидный поток, обогащенный глиноземом [11]. Однако тектоническое положение корундовой минерализации в общей эволюционной схеме развития Лапландско-Беломорского пояса остаётся неясным. Во многом, это определяется и тем, что геодинамическая природа последнего, сама в рамках современных моделей является не вполне понятной. Кроме собственно достаточно редкого корунда, в породах его месторождений, обнаружено большое количество редких минералов и не только для Беломорского пояса. Это: ставролит, кордиерит, скаполит, хегбомит, сапфирин, шпинель, жедрит, иоцит (?) [9]. При этом сам корунд и ассоциируемые с ним минералы часто имеют чрезвычайно низкие ($-15,5$ – -26%) $\delta^{18}\text{O}$ [3, 7]. Подобная аномалия уникальна и нигде в мире не отмечена. Всё это позволяет исследователям предполагать высокую флюидную активность при формировании корундовых проявлений и соответственно их метасоматическую природу [1, 6, 7]. Исследование гигантского граната, который находится в тесной ассоциации с корундовыми проявлениями, позволит, на наш взгляд, ближе подойти к решению вопроса о месте корундообразования в эволюции Лапландско-Беломорского подвижного пояса.

Все проявления корундовой минерализации приурочены к глубинным породам, которые были быстро перемещены в верхние уровни Земной коры. Это или ксенолиты в эндербитах и щелочных породах или более крупные тектонические блоки. Основная масса проявлений корунда на Балтийском щите приурочена к Беломорскому поясу, который, судя по последним данным, весь перемещался к поверхности с высокой скоростью [2, 8]. Кристаллы граната размером до 20–25 см, характерны почти для всех корундовых проявлений Беломорского подвижного пояса и благодаря своей хорошей визуализации в поле, являются своеобразными маркерами этих объектов. При этом для многих гранатов наблюдается уникальное явление – над полированным шаром (диаметром 50–100 мм иногда и больше) при его освещении солнцем или искусственным светом появляется нимб из белых скрещенных нитевидных осей под телесными углами 60 и 120°. Кажется, что оси висят над шаром на расстоянии 5–7 мм над поверхностью, хотя на фотографиях они оказываются на его поверхности. Наибольшее количество подобных гранатов было добыто в известном коренном обнажении проявления корунда Дядина гора [6, 7, 9] в Северной Карелии, где крупные желваки граната легко извлекаются из сланцев, от которых они отделены толстой келефитовой каймой (0,3–1 см) из хлорита-корундофиллита с тонкими (до 1×10 –15 мм) игольчатыми кристаллами амфибола (актинолита). Цель исследования состоит

в том, чтобы посредством изучения природы необычного явления (нимб над шаром), попытаться выйти на разгадку причин корундообразования, особенно в наименее изученном – структурно-вещественном аспекте.

Гранаты с необычным нимбом приурочены к корундовым проявлениям Беломорского пояса, и именно корунды и их ювелирная разность сапфиры славятся своим звездчатым видом астеризма, который чем-то напоминает картину в изученном гранате. Считается, что астеризм обусловлен мелкими включениями минералов, чаще всего рутила. При этом возможно, что формирование звездчатых сапфиров и нимба над гранатом происходило в одинаковых условиях, поэтому крупные кристаллы корунда из месторождений Беломорья, могут быть перспективными на обнаружение этого эффекта. Но «отрыв» звезды от поверхности кабошона не описан (или нами не встречен) в литературе. Нет нимба и над маленькими гранатовыми шарами и кабошонами проявления Дядина Гора.

Минеральная ассоциация (Amf+Chl+Gr) указывает на амфиболитовую фацию метаморфизма пород. Наиболее вероятной фазой, ответственной за появление нимба над гранатовым шаром мы считаем неориентированные включения игольчатых кристаллов амфибола (актинолита). Именно амфибол может дать наблюдаемые телесные углы осей нимба. Сам кубический гранат дал бы прямые углы нимба. Подобное явление – образование нимба над полированной поверхностью граната в других местах не описано, но оно является типоморфным признаком корундовой минерализации в Северной Карелии [4]. Весьма вероятно, что это явление близко по природе к астеризму, связанному с включениями (например, рутила) внутри некоторых минералов, но в отличие от классических примеров звезд, образованных тонкими ориентированными пластинками другого минерала, в нашем гранате нет каких-либо ориентированных минералов. Надповерхностный нимб не описан над шарами других минералов и пород. Подобный пример редкой разновидности эффекта астеризма ещё раз указывает на необычность условий формирования корундовой минерализации в Беломорском поясе, для расшифровки которой необходимы не тривиальные построения.

Анализ структурного положения участков корундовой минерализации показал, что они приурочены или к дуговым элементам структуры, или к их линейным боковым ограничениям. Первоначально мы считали, что это структуры глубинных надвигов, в которых фронтальные части выполнены железо-глиноземистыми метасоматитами основного–ультраосновного состава [9]. В дальнейшем многие исследователи, так или иначе, приняли эту схему, в которой корунды были индикаторами режима сжатия [1, 3, 6]. Позже был накоплен структурно-вещественный материал, позволяющий интерпретировать эволюцию Лапландско-Беломорского пояса с позиции деляминации средней–нижней коры и его эксгумации в обстановке рас-

тяжения и локального повышения температуры [10], и именно последнее необходимо при искусственном синтезе «звездчатых» сапфиров. При этом дугообразные элементы структуры являлись фронтальными частями лежащих складок, образованными не в обстановке сжатия (как считает большинство исследователей), а в обстановке растяжения. Обилие необычных флюидов, наличие которых предполагается большинством исследователей корундовой минерализации, обусловлено процессами, связанными с шоковой декомпрессией. С ними же связано образование ирризирующих минералов: плагиоклаза (олигоклаз – лунный камень в пегматитах) и ортоамфибола – жедрита, в так называемых периститах [5].

Поэтому, гигантские размеры граната, а также необычный эффект астеризма, хотя и косвенно, указывают на условия формирования корундовой минерализации в обстановке регионального растяжения при эксгумации глубинных пород Лапландско-Беломорского пояса.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН, ИФЗ РАН и ИГЕМ РАН.

Литература

1. *Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б.* Термодинамическое моделирование процесса формирования корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса (Фенноскандинавский щит) // *Петрология*. 2022. Т. 30. № 1. С. 69–90.
2. *Астафьев Б.Ю., Воинова О.А.* Климовский метасоматический комплекс Беломорского подвижного пояса: состав, возраст, геологическая позиция // *Геотектоника*. 2020. № 1. С. 23–40.
3. *Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И., Нечаев В.П., Веливецкая Т.А., Яковенко В.В.* Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий формирования // *Геохимия*. 2014. № 9. С. 843–853.
4. *Макеев А.Б., Терехов Е.Н., Иванова Л.А.* Галтованный шар из гранатаgrossуляр-пироп-альмандин с нимбом из скрещенных осей над ним // *Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле*. Двадцать пятая международная конференция. Москва, 30 сентября – 4 октября 2024 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2024. С. 156–159.
5. *Серебряков Н.С., Фришман Н.И., Кочетова Н.Л.* Периститы из пегматита в Северной Карелии // *Записки ВМО*. 1999. (6). С. 90-97.
6. *Серебряков Н.С., Аристов В.В.* Условия локализации проявлений коллекционного корунда в породах чупинской толщи Беломорского комплекса Северной Карелии // *Изв. ВУЗов. Геология и разведка*. 2004. № 4. С. 36–42.
7. *Скублов С.Г., Бушмин С.А., Кузнецов А.Б.* и др. Изотопный состав кислорода в цирконе из корундсодержащих метасоматитов рудопроявления Дядина

гора, Беломорский подвижный пояс // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 71–76.

8. Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Стифеева М.В. Термохронологические исследования пород Беломорской провинции: сравнение скоростей остывания пород, проблемы. Материалы LV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2024. С. 190–192.

9. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в Северо-Западном Беломорье // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1992. № 6. С. 3–14.

10. Терехов Е.Н. Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия, 2007. № 4. С. 411–428.

11. Терехов Е.Н., Акимов А.П. Тектоническое положение и генезис месторождений ювелирного корунда Высокой Азии // Литосфера. 2013. № 5. С. 141–159.

12. Терехов Е.Н., Щербакова Т.Ф., Конилов А.Н. О находке корундсодержащих пород в Лапландском гранулитовом поясе // Докл. РАН. Науки о Земле. 2016. Т. 470. № 3. С. 319–325.

П.Л. Тихомиров^{1,2}, И.В. Гульпа³, М.С. Гульпа³

Юрско-раннемеловой субдукционный магматический пояс окраины Чукотского микроконтинента: результаты U-Pb датирования цирконов

Принято считать, что в юрско-раннемеловое время Чукотский континентальный террейн был отделен от Евразийского континента бассейном с корой океанического типа – Южно-Анойским океаном. Окончательное закрытие этого бассейна в конце раннего мела привело к формированию Южно-Анойской сутурной зоны [5, 6]. Вопрос о характере южной, в современных координатах, границы Чукотского блока – была ли она пассив-

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

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

³ АО «Северо-Восточное производственно-геологическое объединение», Магадан, Россия

ной или активной (субдукционной) – продолжает обсуждаться. С одной стороны, в пределах Чукотского блока выявлены реликты магматических комплексов, сформированных в титоне–берриасе (147–141 млн лет назад), т.е. до окончательного закрытия Южно-Ануйского океана, и геохимически сходных с типичными субдукционными образованиями [2, 8, 11]. С другой стороны, незначительное распространение подобных образований было причиной сомнений в существовании здесь юрско-раннемеловой провинции андийского типа, которая, по ожиданиям, должна включать магматические тела весьма значительного объема.

Новые определения U-Pb возраста цирконов из магматических пород, полученные в 2020–2023 гг. при геологическом доизучении листа Q-60-V, VI в масштабе 1:200 000 (Чаантальский отряд ОСП «Чукотская группа партий» АО «СВПГО» по заказу ФГБУ «ВСЕГЕИ», ответственный исполнитель И.В. Гульпа), могут иметь решающее значение в дискуссии о характере южной границы Чукотского микроконтинента. 18 новых изотопных дат представлены на рис. 1 вместе с результатами публикаций [4, 9, 11].

Наиболее крупные магматические тела листа Q-60-V, VI (левобережье р. Амгуэма) – Телекайский и Чануанский гранитоидные батолиты (рис. 1). Они интрузируют терригенные породы триаса и с размывом перекрываются толщами альб-кампанского Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Значения U-Pb возраста, полученные для магматических пород листа Q-60-V, VI, охватывают интервал времени от 196 до 73 млн лет назад (рис. 2). Наиболее многочисленная группа изотопных дат соответствует интервалу 143–127 млн лет (рис. 1, 2), что заметно древнее большинства гранитоидных массивов Северной Чукотки, объединенных в составе Чаунской провинции возрастом 109–100 млн лет [8, 9, 12]. Вместе с вулканическими и плутоническими образованиями титона–баррема (147–126 млн лет), выявленными в пределах Центральной и Восточной Чукотки ранее [2, 4, 7–9, 11], доальбские магматические комплексы образуют полосу северо-западного простирания протяженностью свыше 300 км при ширине до 70 км. Отдельные выходы гранитоидных тел с U-Pb возрастом 136–132 млн лет выявлены и далее к юго-востоку, вплоть до бухты Провидения [3, 10], что позволяет предполагать еще большую протяженность данного магматического пояса, свыше 600 км. Юрско-неокомовые магматические образования Центральной Чукотки, включающие гранитоидные батолиты, мелкие интрузивы и реликты вулканических толщ, уверенно интерпретируются как следы субдукционной магматической провинции андийского типа.

Для двух образцов из штока габброидов с правобережья р. Правый Телекай получены почти идентичные значения U-Pb возраста около 196 млн лет (рис. 1). Эта первая раннеюрская дата, определенная для



Рис. 1. Схема геологического строения Центральной Чукотки (левобережье р. Амгуэма, верховья рр. Паляваам, Пегтымель, Экиатап, Бол. Осиновая). Составлена по материалам [1], с изменениями. Возраст геологических комплексов скорректирован с учетом данных настоящей публикации, а также данных из работ [4, 7, 9, 11].

1 – кристаллические сланцы, гнейсы, мраморизованные известняки девона–карбона; 2 – песчаники, алевролиты и аргиллиты верхней перми и триаса; 3 – терригенно-обломочные и вулканомиктовые осадочные породы верхней юры – неокома; 4 – вулканы верхней юры – неокома; 5 – терригенно-обломочные и вулканомиктовые осадочные породы альба; 6 – вулканы ОЧВП (от базальтов до риолитов; в пределах рассматриваемой площади – сеноман-кампанского возраста), 7 – неоген-четвертичные отложения; 8–12 – интрузивные образования: 8 – ранне-среднетриасовые габброиды, 9 – позднеюрско(?)–раннемеловые (доальбские) гранитоиды, 10 – альбские гранитоиды, 11 – позднемеловые гранитоиды; 12 – разрывные нарушения; 13 – точки отбора проб на U-Pb датирование цирконов (новые результаты и данные из [4, 9, 11]). Пунктиром показаны границы листа Q-60-V, VI. Буквы в квадратах – Телекайский (Т) и Чануанский (Ч) батолиты. На врезке показаны выходы комплексов Чукотского террейна, ОЧВП и Южно-Ануйской зоны; жирная линия – контуры рассматриваемой площади

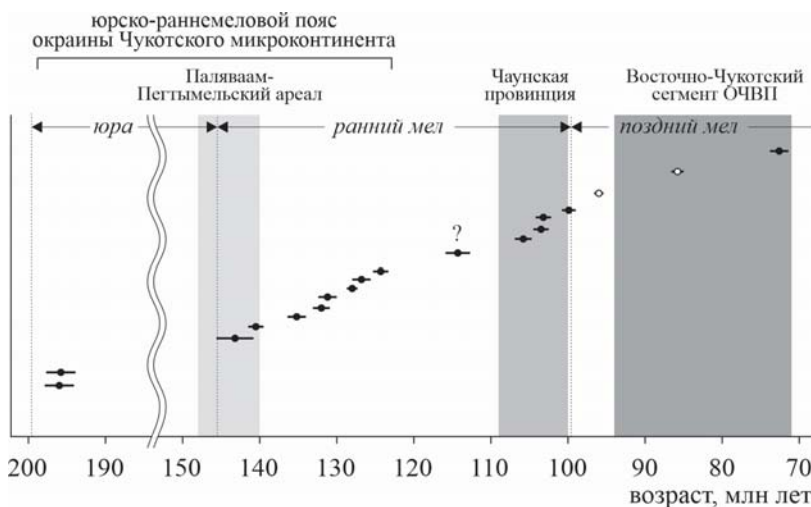


Рис. 2. Диаграмма U-Pb возраста магматических пород левобережья р. Амгуэма.

Горизонтальные отрезки – погрешность определений (2σ). Знаки с черной заливкой – plutonic породы, без заливки – вулканы. Серой заливкой показаны временные интервалы формирования Паляваам-Пегтымельского магматического ареала [8], Чануанской магматической провинции [9, 12] и Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП [8, 10]

магматических пород Чукотки, дает основания предполагать, что субдукционная окраина Чукотского микроконтинента сохраняла активность на протяжении, как минимум, 70 млн лет (возможно, с перерывами).

Полевые работы и U-Pb датирование цирконов выполнены в соответствии с Госзаданием № 049-00016-21-00, выданным ФГБУ ВСЕГЕИ. Работа П.Л. Тихомирова по интерпретации результатов и подготовке публикаций выполнялась при поддержке РНФ (грант № 23-17-00112) и в рамках Госзадания СВКНИИ ДВО РАН (тема 121031700312-1).

Литература

1. Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В., Звезда Т.В., Жуков В.А., Коваленко А.В., Казинский В.А. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания масштаба 1:500 000 территории Чукотского АО» (Мониторинг региональных геологических исследований в масштабе 1:500 000). Анадырь, ФГУГПП «Георегион», 2004.

2. Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д. Позднеюрский–раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (Арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.

3. Гульпа И.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Пыкарваамская. Лист Q-1-XXI, XXII (устье р. Чевтакан). Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2020.

4. Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В. Этапы позднемезозойского гранитоидного магматизма Чукотки (Северо-Восток России) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2013. Т. 450. № 1. С. 1–6.

5. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х., Нортон И.О., Стоун Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У. Формирование коллажа террейнов орогенных поясов севера тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.

6. Соколов С.Д. Очерки тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

7. Тарасенко А.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Пыкарваамская. Лист Q-1-VII, VIII (Амгуэма). Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2023.

8. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.

9. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л. Возраст гранитоидных плутонов Северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U-Pb датировки цирконов // Докл. РАН. Науки о Земле. 2011. Т. 440. № 4. С. 507–510.

10. Pease V., Miller E., Wyld S., Sokolov S., Akinin V., Wright J. U–Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, NE Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2017. V. 460. P. 159–182.

11. Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E. Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // Lithos. 2008. V. 105. P. 329–346.

12. Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Prokofiev V.Yu., Akinin V.V., Miller E.L., Isaeva E.P., Palechek T.N., Starikova E.V., Boldyreva A.I., Wiegand B. Evolution of Aptian and Albian magmatism of western and northern Chukotka (northeast Russia) based on zircon U–Pb geochronology and rock geochemistry // International Geology Review. 2024. V. 66. Is. 2. P. 607–632.

**Т.Ю. Толмачева¹, Ч. Эрдэнэжаргал², Б. Ууганцэцэг³,
Я. Ариунчимэг⁴**

Новые данные по конодонтам ордовика Монголии: вклад в палеогеографию региона

Современный уровень представлений о биостратиграфическом районировании конодонтов в ордовикское время позволяет корректировать палеогеографические реконструкции Центрально-Азиатского складчатого пояса, в том числе оценивать относительное расположение континентальных массивов Сибири, Казахстана, Южного и Северного Китая, Тарима и Индокитая. Одним из спорных вопросов палеогеографии ордовика этого региона является расположение тектонических блоков, составляющих территорию Монголии, в настоящее время включенных в часть Центрально-Азиатского пояса, располагающуюся между Сибирской и Северо-Китайской платформами.

На современных палеогеографических реконструкциях Монголия показывается как единый сложно построенный массив или разобщенные блоки, расположенные либо вблизи Сибирского палеоконтинента [13],

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия

⁴ Стратиграфическая Комиссия Монголии, Улан-Батор, Монголия

либо ближе к Восточной Гондване [10]. Согласно немногочисленным палеомагнитным данным Монголия находилась рядом с Сибирью [9].

До недавнего времени были известны только четыре местонахождения ордовикских конодонтов на территории Монголии. Наиболее хорошо изучен разрез Цагал-Дэл в районе г. Баянхонгор (Баянхонгорская мегазона по О. Томуртоого [4]). Конодонтов из этого местонахождения определяли Т.А. Москаленко [1] и С.В. Дубинина, а позднее Г. Албанези [6], которые установили присутствие здесь видов *Amorphognathus tvaerensis* Bergström, *Icriodella superba* Rhodes, *Panderodus gracilis* Branson and Mehl и *Panderodus serratus* Rexroad. Конодонты с близким составом комплекса – *Icriodella* sp. и *Amorphognathus* sp. известны из карбонатно-терригенного разреза Чигэртэй (Таванбогдинская зона Монголо-Алтайской мегазоны по О. Томуртоого [4]) [12]. Очень похожий комплекс конодонтов описан из местонахождения в районе горы Оноо Толгой (Мандахская зона Гобийской мегазоны по О. Томуртоого [4]) [14]. Здесь в карбонатных породах оноо-толгойской свиты, относившейся к силуру, были обнаружены позднеордовикские конодонты, в том числе виды родов *Panderodus*, *Eoplacognathus* и *Icriodella*. Именно в этом местонахождении были зафиксированы виды конодонтов – *Icriodella baotaensis* и *Eoplacognathus jianyeensis*, характерные только для Южного и Северного Китая [7]. Остальные виды конодонтов из этих местонахождений имеют широкое географическое распространение и встречаются как в Китае, так и на Восточно-Европейской платформе. Единичные элементы космополитных видов зоны *Amorphognathus ordovicicus* были выделены из карбонатов хоермодской свиты из Гичгэнэ-Матадской зоны Гоби-Алтайско-Баруунуртской мегазоны [11]. В целом сходные комплексы конодонтов описаны из верхнего ордовика Алтае-Саянской области и Тывы [2], но неизвестны на Сибирской платформе.

Пятое местонахождение ордовикских конодонтов, изученное коллективом авторов в 2015 году, расположено к юго-западу от г. Сайшанд в Хар-Толгойском районе (N43°55'01.3", E109°25'15.4") внешней части Южно-Монгольской зоны, юго-восточной Монголии. Разрез относится к Гурвансайханскому/Цохиотскому сегменту Гоби-Тяньшанского блока Южномонгольского массива по О. Томуртоого [4], в котором известны офиолиты кембрия, терригенные толщи ордовика и силура, вулканогенно-осадочные породы среднего и верхнего девона и нижнекаменноугольный флиш [8].

Разрез среднего–верхнего ордовика сложен мощной (около 1.5 км) толщей желтовато-серых алевролитов и песчаников с линзами и блоками известняков, многие из которых содержат криноидеи, кораллы, гастроподы, брахиоподы и мшанки. Ранее эта толща выделялась в сангийнда-лайскую свиту силура [3], но после находок позднеордовикской фауны была переименована в свиту хоовур среднего–верхнего ордовика [5].

Конодонты были обнаружены только в двух точках в средней части разреза свиты и представлены многочисленным, но однообразным комплексом с *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl), *Dapsilodus* sp. и элементами *Protophragmodus* sp. 1, которые преобладают в изученной пробе.

Для *Protophragmodus* sp. 1 характерно наличие карминатного Р элемента, что сближает его с формами *Protophragmodus*, известными из дарривильских отложений Австралии и Северной Америки [16]. На Сибирской платформе в это время развивалась другая филогенетическая линия – *Phragmodus*, которая завершилась появлением в верхах сандбийского яруса вида-космополита *Phragmodus undatus* Branson et Mehl, встречающегося, в том числе, в Китае, Австралии и Сибири.

Все имеющиеся данные по конодонтам ордовика Монголии подтверждают, что эта группа фауны не имеет биогеографического сходства с фауной Сибирской платформы. При этом, относительно близкорасположенные в современных координатах местонахождения конодонтов ордовика из Верхнекаларского грабена Забайкалья в биогеографическом отношении идентичны конодонтам Сибири и не имеют общих таксонов с конодонтовыми комплексами Монголии (данные первого автора). Наиболее вероятно, что палеобассейны, комплексы которых слагают территорию Монголии и Сибирского палеоконтинента, в ордовике были разделены, наиболее вероятно, континентальной преградой, препятствующей миграции фауны. Этот вывод, а также предположения о биогеографических связях фауны Монголии с палеоконтинентом Балтикой и блоками Западной Перигондваны подтверждается результатами изучения бентосной макрофауны, том числе трилобитов [15] и иглокожих [13], а также кембрийских микрофоссилий [2, 12].

Литература

1. Атлас фауны ордовика Монголии. Изд-во Наука, 1981. 227 с.
2. Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Хабибулина Р.А., Щербаненко Т.А., Киприянова Т.П. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Тывы (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. Вып. S9. С. 37–60.
3. Суетенко О.Д. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии // Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970. С. 64–85.
4. Темуртого О. Тектоническая карта территории Монголии 1:1 450 000 масштаб. 2017. (на монгольском)
5. Эрдэнецогт С., Баянмунх Б., Баатар-Эрдэне П., Дагваренчин Т. Геологическая карта масштаба 1:50 000 территории кургана Таван в Хубсугул-

- ском и Улаанбадрахском районах провинции Дорногови и отчет о результатах общих исследований. ООО «Монэнерго». 2003. 540 с. (на монгольском)
6. *Albanesi G.I., Minjin Ch., Undarya J.* Stratigraphically significant Early-Late Ordovician conodonts from the Tsagaan Del Formation, Bayankhongor area, Central Mongolia // in Ordovician from the Andes: Serie Correlacion Geologica. 2003. P. 41–46.
 7. *An T.X., Du G.Q., Gao Q.Q., Chen Q.B., Li W.T.* Conodont biostratigraphy of the Huanghuachang area in Yichang, Hubei Micropalaeontological Society of China (Ed.), Selected Papers on the 1st Convention of Micropalaeontological Society of China. Science Press, Beijing. 1981. P. 105–113 (in Chinese)
 8. *Badarch G., Cunningham D.W., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. N 1. P. 87–110.
 9. *Kravchinsky V.A., Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Harbert W.P.* Paleomagnetism of the Precambrian Eastern Sayan rocks: Implications for the Ediacaran-Early Cambrian paleogeography of the Tuva-Mongolian composite terrane // Tectonophysics. 2010. V. 486. P. 65–80.
 10. *Li Z.-X., Evans D.A.D., Halverson G.P.* Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland // Sedimentary Geology. 2013. V. 294. P. 219–232.
 11. *Munkhjargal A., Königshof P., Waters J.A., Carmichael S.K., Gonchigdorj S., Thassanapak H., Udchachon M., Davaanyam Sh.* The Mandalovoo–Gurvan-sayhan terranes in the southern Gobi of Mongolia: new insights from the Bayankhoshuu Ruins section // Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments. 2021. V. 101. P. 755–780.
 12. *Rozhnov S.V., Minjin Ch., Kushlina V.B.* Discovery of Rhombifera (Echinoderms) in the Ordovician of Mongolia // Paleontological Journal. 2009. V. 43. P. 1425–1431.
 13. *Torsvik T.H., Cocks L.R.M.* New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation // Geological Society London Memoirs. 2013. V. 38. P. 5–24.
 14. *Wang C.Y., Dorjsuren B., Bujinlkham B., Dagva-Ochir Ya., Yadam H., Jiabin L.* Late Ordovician and Early Devonian conodonts from Onootolgoi area of Mongolia // Global Geology. 2008. V.11. N 1. P. 1–13.
 15. *Xueping M.A.* Middle Ordovician Biogeography of Xing'anling-Mongolia-Northern Xinjiang and Adjacent Area // Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis. 1997. V. 33. 438 p.
 16. *Zhen Y.Y.* Revision of two phragmodontid species (Conodonta) from the Darriwilian (Ordovician) of the Canning Basin in Western Australia and phylogeny of the Cyrtionodontidae // Alcheringa. 2019. V. 43. P. 546–562.

Соляная тектоника: краткая история и перспективы развития

Соль, без преувеличения, один из важнейших элементов развития человеческой цивилизации, не с проста её называют «белым золотом». Знакомство человека с солью произошло много тысячелетий назад, а в 2024 г. общемировая добыча соли составила порядка 270 миллионов тонн, из них около 7 миллионов тонн приходится на Российскую Федерацию.

Под понятием «соль» чаще всего подразумевают непосредственно каменную соль, горную породу, слагаемую галитом (NaCl). Но чистая каменная соль встречается редко, чаще она содержит примеси других соляных пород (сильвинитов, карналлитов и др.), а также глину, гипс и карбонатные породы.

В земной коре на долю соляных пород приходится порядка 0.3% от общей массы. Каменная соль встречается в отложениях, начиная с палеопротерозоя, самая древняя толща встречена в Онежской структуре на территории Карельского массива Балтийского щита [1]. Наиболее крупные залежи солей, так называемые мегагалиты, известны в пермских, юрских и миоценовых отложениях. В четвертичных отложениях соли широко развиты, но их объемы значительно меньше.

Формирование крупнейших соленосных бассейнов связано с разнообразными тектоническими обстановками: режимами растяжений и рифтогенеза (юрские соли периферии Атлантики), конвергентными режимами (миоценовые соли Средиземноморья) и со стабильными платформами (девонские соли Западной Канады).

Минеральные соли обладают специфическими физико-механическими свойствами, резко отличающимися от терригенных или карбонатных горных пород: низкой плотностью, повышенной растворимостью в воде и высокой пластичностью. Обладая этими качествами, толщи солей в земной коре деформируются принципиально иным способом, что позволило выделить особую область геологической науки – соляную тектонику.

Соляная тектоника – это деформации, связанные с соляными телами и проявившиеся внутри соляных толщ. Во время соляной тектоники формируются две группы соляных тел: согласные (соляные подушки и антиклинали) и несогласные (диапиры). Под диапиром понимают массу соли, деформировавшуюся в результате пластичного течения и имеющую

¹ Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

несогласные контакты с вмещающими породами. Концептуальное развитие соляной тектоники естественным образом разделяется на три части: начальный или пионерский, «флюидный» и «хрупкий» этапы [3].

На начальном или пионерском этапе (1859–1933) получены первые свидетельства о несогласных соляных структурах и предложены термины «диапир» и «соляная тектоника». В это время был начат поиск общей концепции соляного диапиризма. Первые упоминания о соляных телах в научной литературе датируются 1859 г., когда Вилль (Ville, 1859) опубликовал работу в которой описывается соляные структуры в Алжире. Немного позже, Пошепный [5] описал соляные тела с несогласными контактами в Румынии. В США, в Луизиане, Харрис и Витч (Harris, Veatch, 1899) ввели понятие куполообразная складка для структур над соляными куполами, хотя сами соли на тот момент еще не были вскрыты. В 1907 г., Мразек [6] ввел понятие диапир, для описания соляных структур в Карпатском складчатом поясе в восточной Румынии. В Российской империи, в 1911 г. открыт соляной купол Доссоре (Эмба). А термин соляная тектоника впервые использовал Штилле [7].

На втором или «флюидном» этапе (1933–1989) доминировало мнение, о том, что соляная тектоника является результатом нестабильности Рэлея-Тейлора, при которой плотный жидкий слой, с низким пределом текучести, погружается в менее плотный жидкий слой (т.е. соль), вытесняя его вверх. Особое внимание уделялось разнице плотности и вязкости, тогда как прочность пород и наличие в них разломов оставалось без внимания. В этот период началось внедрение палинспастических реконструкций; установлено наличие подъема соли под тонким слоем перекрывающих пород, а также получено много сведений о внутреннем строении диапиров по данным подземных выработок; установлены механизмы возникновения компенсационных мульд по перифериям диапиров (Соколов, 1970). В это время впервые описаны «черепашковые структуры» и установлен генетический ряд всего семейства диапиров. Также в этот период описан механизм течения сухой соли и были установлены аллохтонные соляные щиты и контракционные пояса на пассивных континентальных окраинах. В 1970-е годы установили основную движущую силу соляных аллохтонов, внутрисолевых минибассейнов, доказана возможность тепловой конвекции в соли. Кроме того, выявлена внутренняя структура конвективных эвапоритов и соляных ледников и показана зависимость между скоростью течения соляного ледника и количеством осадков. В 1980-е годы выявили соляные роллеры, соляные карнизы и грибовидные диапиры, описан механизм течения влажной соли и установлено влияние региональных напряжений на купольные разломы. Активное открытие новых месторождений нефти под соляными толщами привело к новому витку интереса к соляной тектонике.

Третий или «хрупкий» этап, активно развился к 1989 г., хотя его истоки уходят корнями в 1947 г., когда было показано, что диапир прекращает рост тогда, когда перекрывающие его отложения становятся слишком мощными. Активное внедрение аналогового и математического моделирования и внедрение новых методов сейсмических исследований в районе развития диапиров у побережья Мексиканского залива ознаменовало новую эпоху. Были открыты региональные detachmentы и поверхности смыкания, образующиеся в ходе полного оттока солей (соляные швы и разломные соляные швы), рафтовая тектоника, структуры растяжения и сегментации соляных щитов. В начале 1990-х годов были установлены правила балансировки разрезов для соляной тектоники, введены понятия соляных рампов и флетов, открыт механизм реактивного внедрения диапиров, реализуемого в результате тектонической дифференциальной нагрузки. Кроме того, показано влияние скорости осадконакопления на геометрию пассивных диапиров и экструзий, отмечена ключевая роль критической толщины покрывающих пород для жизнеспособности активных диапиров. Впервые описаны сегментированные разломами соляные щиты и контррегиональные системы разломов, проседающие диапиры, черепаховые антиклинальные структуры и ложные черепаховые структуры.

За последние десятилетия накоплен огромный фактический материал и опубликовано множество научных работ по вопросам соляной тектоники. Особого внимания заслуживает монография американских исследователей М. Джексона и Р. Худека (Jackson, Hudec, 2017) обобщившая вековой опыт изучения соляной тектоники во всем мире. К сожалению, в этой работе крайне скудно представлены работы и объекты, расположенные на территории России и ближнего зарубежья.

Внедрение новых методов сейсмических исследований, а также активная разведка нефтяных месторождений и калийных месторождений в районе Прикаспийской впадины, Предуральяского прогиба и Среднеазиатского бассейна позволяют существенно дополнить существующие модели формирования различных соляных структур в этих регионах. В силу необходимости общей унификации терминологической базы и приведение ее к уровню международной, требуется составление современного словаря соляной тектоники, разработку которого мы ведем на данный момент и надеемся представить его коллегам на тектоническом совещании в 2025 г., в столетний юбилей Соляной тектоники.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках государственного задания (рег. номер НИОКТР 124020500052-9) «Процессы рудообразования и гипергенной трансформации эвапоритов Пермского Предуралья».

Литература

1. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л.В. Глушанин, Н.В. Шаров, В.В. Щипцов и др. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. 431 с.
2. Соколов В.Л., Свиточ А.А. Солевые гряды как ведущая форма распределения соли в Прикаспийской впадине и индикаторы строения подсолевого ложа. Тр. МИНХиГП. Вып. 90. М.: Недра, 1970. С. 169–174.
3. Harris, G. D., A. C. Veatch. A preliminary report on the geology of Louisiana, in Geological Survey of Louisiana report: Baton Rouge // Louisiana Geological Survey, Part 5, Geology and Agriculture. 1899. P. 9–138.
4. Jackson M.P.A. Retrospective salt tectonics / M.P.A. Jackson, D.G. Roberts, and S. Snelson (Eds.). Salt tectonics: A global perspective // AAPG Memoir. 1995. V. 65. P. 1–28.
5. Jackson M.P.A., Hudec M.R. Salt tectonics: principles and practice. Cambridge, United Kingdom; Cambridge University Press. 2017. 431 p. <https://doi.org/10.1017/9781139003988>
6. Pošepný F. Studien aus dem Salinargebiete Siebenbürgens: Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt Jahrbuch, 1871. XXI Band. S. 123–186.
7. Mrazec L. Despre cute cu simbur de străpungere [On folds with piercing cores]: Buletinul Societății de Științe din București. 1907. 16. P. 6–8.
8. Stille H. The upthrust of the salt masses of Germany // AAPG Bulletin. 1925. N 9. P. 417–441.
9. Ville L. Notice géologique sur les salines des Zahrez et les gîtes de sel gemme du Rang-el-Melah et d'Aïn Hadjera (Algérie) // Annales des Mines, Paris. 1859. V. 15. P. 351–410.

Сопоставление мезозойско-палеогеновых офиолитов и активных разломов в Альпийско-Гималайском поясе

Рассматриваются соотношения расположения мезозойско-палеогеновых офиолитовых тел и активных разломов в азиатской части Альпийско-Гималайского пояса от Восточной Турции до Юго-Восточной Азии. Выделяются протяженные сутуры (последовательности офиолитовых тел и зон), которые являются реликтами земной коры и верхов мантии бассейнов с океаническим типом коры (с севера на юг) Палеотетиса, Мезотетиса (северной ветви Неотетиса по [3]) и Неотетиса.

Бассейны Палеотетиса заложились в начале карбона, а на севере Ирана – еще в девоне [7]. Их закрытие относят к середине триаса. Существование реликтов Палеотетиса в Северо-Анатолийской зоне разломов (NAFZ) [10] гипотетично. Восточнее реликты Палеотетиса прослеживаются от Северного Ирана (районы г. Решта и г. Мешхеда) через Хашрудскую зону Афганистана и Пшартскую сутуру Памира в сутуру Циньша (Jinsha) Восточного Тибета [1] и далее на юг до п-ва Малакка в виде Индо-Синийской сутуры.

Бассейны Мезотетиса заложились в триасе и закрылись в середине мела с проявлениями обдукции вплоть до кампана в Армении. В Анатолии реликтом Мезотетиса является сутура Измир–Анкара–Эрзинджан, продолжающаяся на восток офиолитами Базумского хребта и Севано-Акеринской зоны Армении. Им соответствуют Тарнакская офиолитовая зона Афганистана, сутура Шиок Каракорума и сутура Бангонг Тибета. Последняя продолжается в Юго-Восточную Азию сутурой Сагаинг до устья р. Иравади, где переходит в трансформно-рифтовую структуру Андаманского задугового моря.

Бассейны Неотетиса заложились в раннем мелу и закрылись в разных местах в интервале времени от маастрихта до эоцена. Реликтами Неотетиса являются сутуры Южного Тавра в Восточной Турции, покровный комплекс Семайл Омана, сутура Кветты на западном обрамлении Индийской платформы и зона Инда-Цангпо между Гималаями и Тибетом. Проявления Неотетиса заканчиваются в Ассаме на востоке Гималаев, где сменяются к югу современными структурами северо-востока Индийского океана и Зондской островной дуги.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Своеобразное положение в описанной последовательности офиолитовых зон занимают сутуры Главного надвига Загроса и Северного Макрана. Соответствующие океанические бассейны заложились в триасе (в Макране достоверно не позднее ранней юры), т.е. одновременно с бассейнами Мезотетиса, и развивались до маастрихта и местами эоцена, как бассейны Неотетиса [8]. Иначе говоря, в этой части Тетиса бассейны Неотетиса наследовали бассейны Мезотетиса. В связи с этим возникает вопрос о восточном продолжении мезотетической Северо-Акеринской сутуры. В работе [5] приводятся данные о ее смещенном продолжении в зоне Тебризского разлома на северо-западе Ирана. Высказывалось предположение [3], что эта сutura продолжалась на восток вдоль южных подножий Эльбурса и Беналуда как трансформная зона, лишенная офиолитовых проявлений. Во всяком случае, представляется весьма вероятным, что Северо-Акеринская сutura соответствует задуговому бассейну Мезотетиса, тогда как проявлением главного бассейна Мезотетиса является офиолитовая зона Эрзурум–Хой, которая ответвляется от сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан на юго-западе Эрзурумской впадины и продолжается на восток до юго-западного борта Арагатской впадины и далее на юг, где смыкается с Южно-Таврской сутурой Неотетиса. Такому предположению противоречит то, что в зоне Эрзурум–Хой не обнаружено проявлений океанического осадконакопления раньше неотетического. Вопрос остается открытым.

Второй особенностью офиолитов Ирана является пояс неотетических офиолитовых зон, обрамляющих системы континентальных блоков Ярд–Лут [8]. Офиолитовые зоны цепочкой протягиваются вдоль западного края блока Ярд, продолжают на севере группой офиолитовых зон Сабзевар–Тарбат-е-Хейдарие и заканчиваются на востоке Систанской сутурой. Мы связываем образование и развитие соответствующих бассейнов океанического типа с последовательным северным дрейфом континентальной Индийской платформы, который в меловое время вызвал растяжение иранских блоков, отстававших в северном движении, а затем привел к закрытию новообразованных рифтовых бассейнов.

Кроме основных сутур и связанных с ними офиолитов, обдуцированных или вскрытых в тектонических окнах аллохтонного крыла зоны субдукции, выделены непротяженные офиолитовые тела, которые могут быть реликтами локальных бассейнов с океанической или субокеанической корой типа современных морей Сулу и Сулавеси на юго-востоке Азии.

Распространение офиолитов в земной коре зависит от геометрии изначальной зоны субдукции океанического бассейна, которую в первом приближении можно разделить на два типа. Индонезийский тип характеризуется очень пологим наклоном верхней части зоны поддвига и ее

крутым наклоном на значительном удалении от приповерхностной части. В этом случае офиолиты могут слагать широкую область континентальной коры и выходить на поверхность в больших тектонических окнах. Обычно такие соотношения возникают перед фронтом поддвигающейся плиты, где простирание фронта нормально к направлению поддвига. Этот тип распространения офиолитов характерен для Восточной Анатолии и, вероятно, области Центрального Памира, расположенной перед Пшартской палеотетической сутурой.

Характерным примером другого, более распространенного типа зон субдукции является Загросская сутура, представляющая край океанического бассейна, который на большей части его существования был ориентирован косо к направлению поддвига и имел преобладающую сдвиговую компоненту движений. С ней сходны сутура Сагаинг и соседняя с ней северная часть Зондской островной дуги, ориентированные косо к направлению поддвига Индийской плиты. К этому же типу, вероятно, принадлежат офиолитовые сутуры и зоны Тибета, простирающиеся вдоль современных сдвигов. Все офиолитовые зоны этого типа компактны и представляют зоны субдукции, у которых козырек был невелик и погружение под средним или крутым углом начиналось вблизи выхода зоны к земной поверхности. В верхней части земной коры таких областях офиолиты занимают ограниченное место между континентальными блоками.

Среди активных разломов рассматриваемой части Альпийско-Гималайского пояса доминируют сдвиги. Большинство активных разломов, параллельных тектонической зональности, совпадают с офиолитовыми зонами. Это относится не только к мезозойско-палеогеновым офиолитам, но и к позднепалеозойским, например, офиолитовым зонам Улуг-Музтаг и Аньемачен–Дурынгой на северо-востоке Тибета, вдоль которых простирается левый сдвиг Арнимакинг. Тела палеозойских офиолитов протягиваются и вдоль разломов Чангма-Килиан и Тайлузи на северо-восточной границе Тибета.

Наряду с ними существуют активные разломы, секущие и смещающие элементы тектонической зональности. Одно из крупнейших таких нарушений, Восточно-Анатолийская зона левых сдвигов (EAFZ) также располагается на офиолитовом субстрате, соответствующем пологой части неотетической зоны субдукции. Офиолиты присутствуют и в зонах других крупных секущих сдвигов, например, Каракорумского и Алтынтагского, вдоль которых протираются фрагменты офиолитовых зон, смещенных сдвигами.

Отмечены случаи уменьшения скоростей позднечетвертичных перемещений по разломам в сегментах, расположенных вне офиолитовых зон. Так, скорость позднечетвертичного сдвига по NAFZ составляет ~20 мм/год западнее сочленения с EAFZ, где NAFZ нарушает офиолитовый субстрат,

и сокращается до ~9 мм/год восточнее этого сочленения, где офиолиты отсутствуют [9]. Наибольшие скорости сдвига по Каракорумского разлому выявлены на юге, где вдоль разлома протягиваются фрагменты сутуры Бангонг, смещенной относительно сутуры Шиок Каракорума. Высокие скорости сдвига по Алтынтагскому сдвигу определены на отрезке, где к нему примыкает офиолитовая зона Улуг-Муздаг–Токуздабан. Наибольшие амплитуды смещений по NAFZ при Эрзинджанском землетрясении 26.11.1939 г. зафиксированы в поле офиолитов. Перемещения по разломам Чардак и Улуова при Эльбистанском землетрясении 06.02.2023 г. выше в офиолитах, чем в континентальных блоках между ними [2]. Три сильнейших сдвиговых землетрясения последних 100 лет в Восточной Анатолии, нарушающих офиолиты: Эрзинджанское 26.11.1939 г. с $M_w = 7.8$ [6, 11], Восточно-Анатолийское (Пазарчикское) 06.02.2023 г. с $M_w = 7.8$ [4] и Эльбистанское 06.02.2023 г. с $M_w = 7.5$ [2] отличаются протяженностью сейсмогенных разрывов (соответственно, 360 км, 361 км и 190 км) и величинами сейсмогенных смещений (7–8 м, до 8.5 м, до 7.8 м), превышающими рамки среднестатистических значений, характерных для аналогичных континентальных землетрясений [12]. При этом очаговые зоны этих трех землетрясений не выходят за пределы верхнекорового слоя, частично сложенного и подстилаемого офиолитами.

Таким образом, офиолитовый субстрат играет важную роль в неотектонической делимости, характере новейших деформаций и усиливают воздействия сильных землетрясений.

Литература

1. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое. Моссаковский А.А. (ред.). М.: ГЕОС, 2006. 215 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 570).

2. Трихунков Я.И., Челик Х., Ломов В.С., Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Каргиноглу Ю., Соколов С.Ю. Геологическая позиция, структурные проявления Эльбистанского землетрясения и тектоническое сравнение двух сильнейших сейсмических событий 06.02.2023 г. в Восточной Турции // Геотектоника. 2024. № 3. С. 108–126.

3. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

4. Челик Х., Трихунков Я.И., Соколов С.А., Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Каргиноглу Ю., Юшин К.И., Ломов В.С., Бачманов Д.М. Тектонические аспекты Восточно-Анатолийского землетрясения 06.02.2023 г. в Турции // Физика Земли. 2023. № 6. С. 5–23.

5. Alavi M. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran // J. Geodynam. 1996. V. 21. № 1. P. 1–33.

6. *Barka A.A.* The North Anatolian fault zone. *Ann. Tectonicae*. 1992. Special Issue. Supplement to V. 6. P. 164–195.
7. *Moghadam H.S., Stern R.J.* Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia:(I) Paleozoic ophiolites // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 91. P. 19–38.
8. *Moghadam H.S., Stern R.J.* Ophiolites of Iran: Keys to Understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic Ophiolites // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 100. P. 31–59.
9. *Şaroğlu F.* Age and offset of the North Anatolian fault // *METU J. pure and applied sci.* 1988. V. 21. N 1/3. P. 65–79.
10. *Sengör A.M.C.* The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *GSA Spec. Publ.* 1984. V. 195. 82 p.
11. *Trifonov V.G.* Using active faults for estimating seismic hazard // *J. Earthquake Prediction Res.* 2000. V. 8. N. 2. P. 157–184.
12. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1994. V. 84. P. 974–1002.

М.И. Тучкова¹, Е.В. Ватрушкина¹, С.Д. Соколов¹

Гравитационные песчаники мезозойских отложений Западной Чукотки как отражение тектонических событий в питающих провинциях (Северо-Восток России)

Наиболее важным этапом в истории развития Восточной Арктики является мезозойское время, так как в этот период произошли главные геологические события, создавшие современный структурный план региона. Именно поэтому восстановление истории формирования Амеразийского бассейна привлекает внимание многих исследователей, что отражается в многочисленных публикациях. Однако во многих публикациях седиментологические характеристики отложений часто не используются в полной мере. В настоящей работе для детализации палеореконструкций были проанализированы особенности строения песчаных потоковых отложений, механизмы формирования которых дают возможность уточнить фациальные модели и уточнить геодинамические обстановки [1, 2].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

В мезозойских отложениях Анюйско-Чукотской складчатой системы отмечается пять стратиграфических интервалов, которые характеризуются преимущественно песчаным составом отложений. Эти интервалы (оленекский, верхнекарнийский, верхненорийский, оксфорд-киммериджский и валанжинский) сложены гравитационными песчаными потоками [3]. Песчаники триасовых отложений имеют граувакковый состав, юрско-меловые – аркозовый и субаркозовый, реже литаренитовый.

Накопление триасовых отложений происходило в условиях пассивной континентальной окраины. Мощные терригенные толщи с преобладанием песчаных прослоев формировались в оленекское и верхнекарнийское время, в нории песчаные прослои потоковых фаций были единичными и маломощными. Эти периоды соответствуют возникновению локальных поднятий в питающей провинции или изменению стока в результате флуктуаций климата. Регрессивный характер осадконакопления в триасе свидетельствует о постепенном выполаживании и выравнивании рельефа в области сноса. В конце позднего триаса – ранней юре, из-за начала перемещения микроплиты Чукотка-Арктическая Аляска в южном направлении, континентальная окраина была приподнята и осадконакопление прекратилось. Одновременно происходило формирование складчатости и надвигов южной вергентности в терригенных комплексах триасового возраста, возникших из-за движения тектонического транспорта на юг. Предполагается, что эти деформации связаны с началом рифтинга в будущей Канадской котловине и отрывом континентального блока ААСМ в ранней юре [4, 5].

После поднятия в раннесреднеюрское время осадконакопление возобновилось в поздней юре, и происходило в разновозрастных синорогенных впадинах на юго-западной окраине микроплиты [6]. В оксфорд-киммериджское время песчаники залегали на склонах впадины в относительно неглубоких условиях. Аркозовый состав свидетельствует о гранитоидном источнике сноса и высоком рельефе в питающей провинции, расположенной близко к бассейну осадконакопления. Высокая скорость осадконакопления подтверждается структурами «фьямме» в основании песчаных прослоев. О наличии области сноса на севере свидетельствуют фрагменты кливажированных триасовых аргиллитов в составе аркозовых песчаников оксфорда–киммериджа и единичные замеры косой слоистости. В валанжине, также как и в оксфорде–киммеридже, формировались субаркозовые песчаники в результате размыва тех же источников, а также уже накопившихся к этому времени оксфорд-киммериджских псаммитов. В титон-берриасское время литаренитовые песчаники содержат большое количество обломков вулканитов, сформировавшиеся в результате аккреции Кульполнейской островной дуги и образовании Нутесьинской дуги на южном окончании Чукотского микроконтинента [6].

Деформации в предтитонское время связаны с процессом аккреции Кульполнейской энсиматической дуги к Чукотскому микроконтиненту (Голионко и др., 2018). В это же время прекратился спрединг в Прото-Арктическом океане и в титоне началось накопление турбидитов Южно-Анойской сутуры [4].

Таким образом, усиление роли гравитационных потоков связано с периодами активизации складчатых движений и резким усилением сноса обломочного материала с подводных поднятий и прилегающей суши.

Работа выполнена по теме Госзадания FMMG-2023-0010 на оборудовании ГИН РАН.

Литература

1. *Middleton G.V. and Hampton M.A.* Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows // Stanley D.J., Swift D.J.P. (Eds.) *Marine sediment transport and environmental management*. 1976. Wiley. New York. P. 197–218.

2. *Miall A.D.* Principles of sedimentary basin analysis. Third Edition. 1999. Springer – Verlag Berlin, Heidelberg, New York. 616 p.

3. Tuchkova M.I., Vatrushkina E.V., Sokolov S.D. Gravity Flow deposits in Mesozoic sediments of Chukotka microplate (North-East Russia) // *The Depositional Records*. 2024. V. 10. Is. 1. P. 195–212 <https://doi.org/10.1002/dep2.269>

4. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анойской сутуры (Северо-Восток Азии) // *Геотектоника*. 2015. № 1. С. 5–30.

5. Голионко Б.Г., Ватрушкина Е.В., Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Деформации и этапы структурной эволюции мезозойских комплексов Западной Чукотки // *Геотектоника*. 2018. № 1. С. 63–78. DOI: 10.7868/S0016853X18010046

6. Ватрушкина Е.В. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения Западной Чукотки: состав, источники сноса, обстановки осадконакопления и геодинамические режимы. М.: ГЕОС, 2021. 196 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 625).

Эволюция харьбейского гнейсо-амфиболитового комплекса (Полярный Урал) по результатам минералогических и изотопно-геохронологических исследований

Амфиболит-гнейсовые комплексы палеоконтинентального сектора Урала принято считать выступами древнего фундамента архей-раннепротерозойского возраста, метаморфическая история которых завершилась в докембрии [2, 3]. Крупнейший из них расположен в осевой зоне Полярного Урала и представлен харьбейским метаморфическим комплексом. В харьбейский метаморфический комплекс включены глубокометаморфизованные породы, распространенные в пределах Марункеуского и Харьбейского блоков, но ряд исследователей предложили выделить высокobarические образования Марункеуского блока в отдельный марункеуский эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс. В данной работе приводятся полученные за последние годы результаты минералогических и изотопно-геохронологических исследований высокотемпературных пород харьбейского комплекса, обнажающихся в пределах Харьбейского блока.

Основанием для отнесения ханмейхойской свиты, выделяемой в основании стратиграфического разреза харьбейского комплекса, к раннепротерозойскому стратону, послужили датировки по цирконам 2200–1730 млн лет [2], полученные с помощью метода термоионной эмиссии (²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb метод).

За последнее десятилетие благодаря надежным изотопно-геохронологическим методам появились новые данные, в том числе и полученные нами, по возрасту протолита метаморфитов и времени проявления высокотемпературных метаморфических процессов в харьбейском метаморфическом комплексе.

Благодаря U-Pb датированию зерен циркона (SHRIMP-II) из амфиболитов и плагигнейсов ханмейхойской свиты, развитых в западной части Харьбейского и Марункеуского блоках, сотрудниками Института Карпинского (г. Санкт-Петербург) минералы с раннепротерозойскими возрастaми не выявлены, а полученные значения разделились на три кластера – 577–678, 502–556 и 417–425 млн лет [1]. Первый кластер, по мнению исследователей, соответствует возрасту протолита метаморфитов, а второй и третий – двум метаморфическим событиям.

¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН им. Н.П. Юшкина, СГУ им. Питирима Сорокина, Сыктывкар, Россия

Нами проведены изотопно-геохронологические исследования (U-Pb LA-ICP-MS метод) циркона из амфиболита (метабаза́льт) [5] и гранат-биотитового плагиогнейса (риолитовый метатиф) [6] из ханмейхойской свиты центральной части харьбейского комплекса (среднее течение р. Б. Харьбей, ниже устья руч. Париквасьшор), а также Sm-Nd и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследования метаморфических минералов (амфибол, гранат, плагиоклаз) из амфиболитов ханмейхойской свиты (р. М. Харьбей, р. Б. Харьбей) [4].

Циркон из амфиболита отличаются по морфологическим особенностям и внутреннему строению. Отчетливо распознаются ксеногенные, видимо захваченные расплавом, резорбированные обломки зерен, имеющие сглаженные ребра и шероховатую ямчатую поверхность. Продатированные 4 зерна этого типа циркона показали древние возрасты – палеопротерозойские и мезопротерозойские (2462–1023 млн лет). Преобладающие по количеству в породе зерна циркона (90%) с гладкой поверхностью и призматической формой имеют характерные для магматического минерала концентрическую и секториальную зональности ($\text{Th}/\text{U} = 0.6\text{--}1.4$). Минерал обрастает тонкой корочкой новообразованного циркона, придающего сглаженность ребрам минерала. Конкордантный возраст по 25 зернам циркона магматического генезиса составил 583 ± 3 млн лет при СКВО 0.18. Близкие значения возраста получены по двум резорбированным зернам циркона с плохо выраженными кристаллографическими формами с лоскутной и нарушенной концентрической зональностями 656 ± 7 млн лет ($\text{Th}/\text{U} = 0.67$) и 616 ± 12 млн лет ($\text{Th}/\text{U} = 0.48$). Конкордантный возраст по 3 зернам с магматической зональностью и с сохранившимися кристаллографическими формами ($\text{Th}/\text{U} = 0.64\text{--}0.83$) составляет 504 ± 8 млн лет при СКВО 0.11.

Изучение циркона из лейкократового *Grt-Bi* плагиогнейса показало, что минералы имеют призматическую форму со сглаженными ребрами, а также представлены поликристаллическими агрегатами. На изображениях циркона в режиме катодлюминесценции наблюдаются ядра и регенерационные каймы. Значения возрастов, полученные по ядрам, можно разделить на два диапазона 1951–924 (9 зерен) и 731–567 (44 зерна) млн лет ($\text{Th}/\text{U} = 0.21\text{--}1.62$). Древние значения (палеопротерозой, мезопротерозой и ранний неопротерозой) показали изометричные зерна или обломки зерен, которые, по-видимому, являются ксеногенными или детритовыми. Неопротерозойские возрасты 731–567 млн лет получены по призматическим, чаще хорошо оговоренным зернам или разъеденным кристаллам магматического генезиса, которые могут охарактеризовать время формирования протолита плагиогнейса. Регенерационные каймы мощностью до 0.06 мм имеют характерные для метаморфического циркона низкие значения Th/U отношений (0.01–0.04). В спектрах распределения РЗЭ наблюдаются слабо выраженные по сравнению с ядрами положительная

церевая ($Ce/Ce^* = 1.4-1.7$) и отрицательная европиевая ($Eu/Eu^* = 0.7-0.9$) аномалии, характерные для циркона эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Возрасты, полученные по 10 точкам, образуют диапазон 359–341 млн лет, соответствующий нижнему карбону – турнейскому и визейскому ярусам. Эти значения, по-видимому, фиксируют время инверсии от прогрессивной ветви метаморфизма к регрессивной, проявившегося в один тектонический этап и пиковые условия которого достигали верхних уровней амфиболитовой фации повышенных давлений ($T = 690-750$ °C, $P = 8.1-9.4$ кбар, рис. 1, [6]).

Результаты Sm/Nd-изотопного исследования амфиболитов показали, что плагиоклаз, амфибол и порода безгранатового амфиболита образуют минеральную изохрону с возрастом 367 ± 40 млн лет при СКВО = 0.9. Гранат, плагиоклаз и порода гранатсодержащего амфиболита также образуют изохрону с возрастом 392 ± 23 млн лет при СКВО = 0.2. Полученные возрасты соответствуют палеозою. Модельные возрасты T(DM2) 1.07 и 1.13 млрд лет для обоих типов амфиболитов также идентичны.

В $^{40}Ar/^{39}Ar$ -возрастном спектре амфибола из безгранатового амфиболита центральной части комплекса выделяется кондиционное плато, характеризующееся значением возраста 345.8 ± 4.7 млн лет, СКВО = 0.36, 96.9% выделенного ^{39}Ar , Ca/K ~ 30.

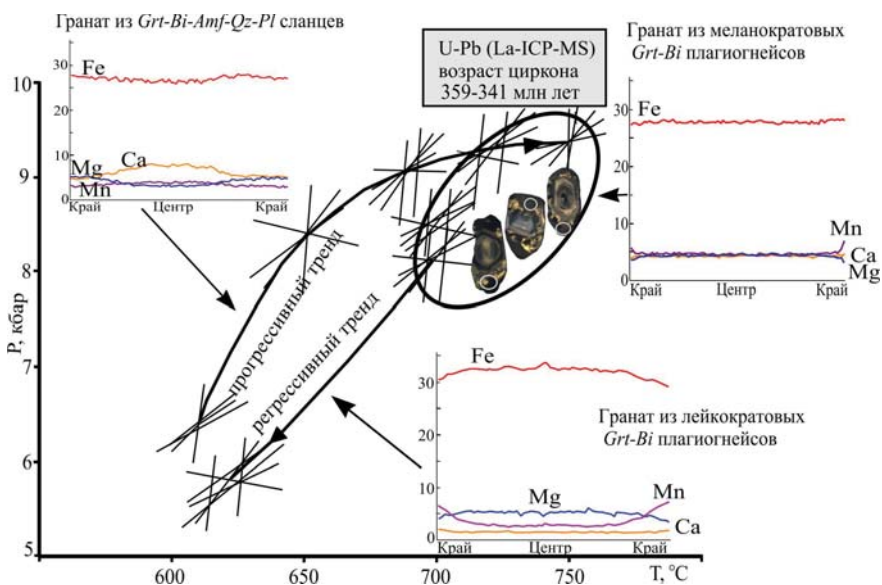


Рис. 1. P - T - t тренд метаморфической эволюции пород центральной зоны харьбейского гнейсо-амфиболитового комплекса.

Линии пересечений реакций получены с помощью программы winTWO

Таким образом, проведенные изотопно-геохронологические исследования амфиболитов и плагиогнейсов ханмейхойской свиты показали:

1. Судя по возрастам циркона магматического генезиса из амфиболита и плагиогнейса, соответствующим 583–656 и 731–567 млн лет, ханмейхойская свита сформировалась в неопротерозое. Это подтверждают и модельные возраста ($T_{(DM_2)}$ 1.07 и 1.13 млрд лет) амфиболитов. Предположительной геодинамической обстановкой образования свиты могла быть тыловая зона активной континентальной окраины [5].

2. В метаморфических породах имеются ксеногенные или детритовые (для плагиогнейса) цирконы с древними возрастными (палеопротерозой, мезопротерозой и ранний неопротерозой).

3. U-Pb LA-ICP-MS исследование метаморфического циркона, Sm/Nd и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование породообразующих метаморфических минералов (амфибола, граната, плагиоклаза) показали, что высокотемпературные изменения, достигающие условий верхних уровней амфиболитовой фации повышенных давлений ($T = 690\text{--}750\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 8.1\text{--}9.4$ кбар) происходили в палеозое (девон – ранний карбон) и связаны с коллизионными процессами становления уралид.

4. В раннем палеозое породы были подвержены метасоматическому воздействию широко распространенных как в этом комплексе, так и в обрамляющей с запада зеленосланцевой толще няроевской серии (RF₃), гранитоидов. Автор предполагает, что если метаморфические изменения и были в харбейском комплексе в додевонское время, то не превышали уровня зеленосланцевой фации.

5. По возрасту протолита и времени метаморфических событий харбейский гнейсо-амфиболитовый комплекс коррелируется с марункеуским эклогит-амфиболит-гнейсовым комплексом. К концу девона субдукционные процессы, начавшиеся к востоку от Балтики, сменились обдукционными. Стратифицированные отложения харбейского и марункеуского метаморфических комплексов, возможно представляющие собой к тому времени фрагменты передовой части окраины палеоконтинента, во время погружения находились на разных уровнях и метаморфизовались в разных термодинамических условиях.

Работа выполнена в рамках темы НИР государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента».

Литература

1. Коновалов А.Л., Лохов К.И., Черкашин А.В., Вакуленко О.В. О тектонической границе между метаморфическими сланцевыми и кристаллическими

образованиями позднего протерозоя Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // Региональная геология. 2016. № 68. С. 6–20.

2. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М.* Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

3. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с.

4. *Уляшева Н.С., Серов П.А., Травин А.В.* Sm/Nd- и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 194–201. DOI: 10.31857/S2686739722601016

5. *Уляшева Н.С., Шуйский А.С., Хубанов В.Б.* Амфиболиты харбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал): геохимические и геохронологические данные // Геосферные исследования. 2024. № 2. С. 37–52. DOI: 10.17223/25421379/31/2

6. *Ulyasheva N.S., Shuyskiy A.S., Khubanov V.B.* The Kharbei Amphibolite–Gneiss Complex (Polar Urals): *P–T*-Evolution and Results of U–Pb LA-ICP-MS Isotopic Study of Metamorphic Zircon // Doklady Earth Sciences, 2024. V. 518. Part 1. P. 1489–1497.

В.В. Устинова¹, А.В. Степанова¹

Состав, корреляции и условия формирования умеренно-магнезиальных толеитов в Заонежском магматическом комплексе Онежской структуры

Одной из ключевых задач в изучении истории ранней Земли является расшифровка закономерностей развития внутриплитного магматизма на разных стадиях формирования и эволюции континентальных рифтогенных структур. Основными продуктами рифтогенного магматизма являются интрузии, дайки и вулканы основного состава. Они формируют крупные магматические провинции, комплексное геолого-геохимическое изучение которых играет ключевую роль для понимания природы и динамики рифтогенеза, а также его значения в глобальной тектонике Земли. Базиты несут информацию об источниках расплава, которые могут быть

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

связаны с подъемом, декомпрессией и частичным плавлением астеносферы, обусловленными растяжением и утонением литосферы [12]. Изучение состава базальтов помогают оценить потенциальные температуры в мантии и степень растяжения литосферы, которые отражают геодинамические условия их формирования.

На Карельском кратоне палеопротерозойские рифтогенные события проявлены не только в пределах архейских блоков континентальной коры, но и в реликтовых протерозойских вулканогенно-осадочных структурах – Онежской, Лехтинской, Ветренный пояс и др., где зафиксировано несколько этапов разновозрастного магматизма [1, 2, 4, 9, 10]: сумийского (2.5–2.4 млрд лет), ятулийского (2.3–2.06 млрд лет) и людиковийского (2.06–1.96 млрд лет). В Онежской структуре базиты людиковийского этапа магматизма рассматривались многими исследователями как однородные по составу образования заонежского магматического комплекса, сформировавшиеся в период 2.06–1.97 млрд лет назад в результате подъема мантийного плюма [2 и ссылки в ней]. Однако, новые данные свидетельствуют о значительных вариациях геохимических характеристик базитов и их формировании в условиях рифтогенеза.

Онежский вулканогенно-осадочный бассейн, сформировавшийся в период 2440–1890 млн лет назад, представляет собой синклиналичную структуру, осложненную разрывными нарушениями [2], длительное формирование которой происходило в результате сопряженного взаимодействия различных геодинамических факторов. Ранние исследования [4, 6] показывали, что базиты заонежского магматического комплекса представлены исключительно высокожелезистыми долеритами толеитовой серии, расположенными в центральной, западной и северо-восточной частях Онежской структуры. Нами были изучены умеренно-магнезиальные толеиты в пределах Толвуйской синклиналичной структуры, расположенной в северо-восточной части Онежской структуры и вдоль северо-восточной части береговой линии Петрозаводской губы центральной части Онежской структуры. В восточном крыле Толвуйской синклинали силл умеренно-магнезиальных долеритов полого погружающийся на северо-запад, прослежен в северо-западном направлении на протяжении более 10 км. Вмещающие породы представлены туффитами, туфоалевролитами и туфоаргилитами, которые по химическому составу схожи с вулканитами N-MORB [8]. Тела умеренно-магнезиальных долеритов также встречаются и районе с. Великая губа и вдоль восточного берега губы Долгая. Вдоль северо-восточной части береговой линии Петрозаводской губы обнажаются подушечные базальты, переслаивающиеся с тонкослоистыми туфогенными отложениями. Оценки возраста умеренно-магнезиальных долеритов и базальтов, на сегодняшний день, отсутствуют.

В отличие от других пород заонежского магматического комплекса в изученных магнезиальных долеритах сохраняется реликтовая пойкилоофитовая структура и реликты авгита. Породы характеризуются умеренной магнезиальностью $Mg\# = 47-66$ и умеренным содержанием TiO_2 (1–1.8 мас.%) и $Fe_2O_{3\text{общ.}}$ (10–14.4 мас.%) и относятся к базитам толеи-

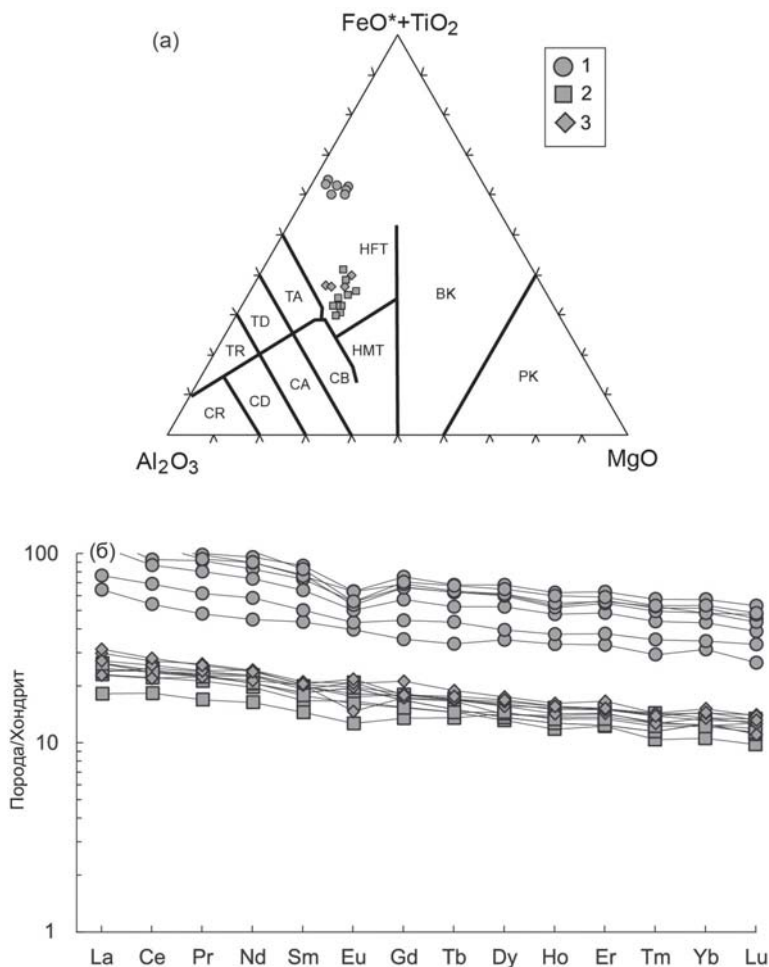


Рис. 1. Диаграммы зависимости Al_2O_3 –($FeO^* + TiO_2$)– MgO [11] (а) и спектры распределения редкоземельных элементов нормированные на хондрит по [7] (б).

1 – высокожелезистые долериты, данные по [5], 2 – умеренно-магнезиальные долериты, 3 – подушечные базальты

товой серии. Для пород характерны низкие значения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.6$, а $\text{FeO}^*/\text{Al}_2\text{O}_3$ варьирует от 0.5 до 0.9. На диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{FeO}^*+\text{TiO}_2)-\text{MgO}$ (рис. 1 а) породы попадают в поле толеитовой серии. Характер распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) слабо дифференцированный ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 0.9-1.3$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.4$) (рис. 1 б).

Подушечные лавы на северо-восточном берегу Петрозаводской губы отвечают по составу базальтам нормальной щелочности толеитовой серии (рис. 1 а). Породы умеренно-магнезиальные $\text{Mg}\# = 47-50$, SiO_2 варьирует от 48 до 51 мас.%, содержания Fe_2O_3 общ. (12.5–13.66 мас.%) и TiO_2 (1.06–1.2 мас.%) умеренные. Значения отношений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{FeO}^*/\text{Al}_2\text{O}_3$ низкие и составляют 0.5 и 0.9 соответственно. Спектры распределения РЗЭ обладают слабо дифференцированным характером ($(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.1-1.5$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.3$).

По геохимическим характеристикам умеренно-магнезиальные толеиты не являются производными высокотемпературного мантийного плюма, а сформировались при более низких потенциальных температурах плавления источника. Их примитивные составы и низкие концентрации отношений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ свидетельствует о малоглубинном (вне поля стабильности граната) плавлении деплетированной мантии, а низкая величина отношений $(\text{La}/\text{Sm})_N$ указывает на низкую степень контаминации, что весьма характерно для стадий интенсивного растяжения в континентальных рифтов. Также умеренно-магнезиальные базиты по составу аналогичны вмещающим рифтогенным заонежским туфам N-MORB типа [8] в Онежской структуре. Детальное изучение и сравнение составов этих пород маркирует их синхронное образование при интенсивном растяжении континентальной коры и уменьшения мощности литосферы. Несмотря на интенсивное растяжение, отсутствуют достаточные основания для предположения разрыва континентальной литосферы и открытия океанического бассейна в этой части архейского континентального блока.

Наиболее близкими геохимическими аналогами умеренно-магнезиальных толеитов Онежской структуры являются базальты Янисъярви и дайки толеитов MORB-типа в западной части Карельского кратона с возрастом 2.1 млрд лет [9], образование которых связано с расколом архейского суперкратона Сьюпериа в среднем палеопротерозое [3].

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ 23-17-00260.

Литература

1. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С., и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск, 1999. 96 с.

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

3. Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н. Геодинамика раскола западной части Карельского кратона: данные по основному магматизму 2.1 млрд лет // Петрология. 2023. № 6 (31). С. 577–601.

4. Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Заключительный этап магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по долеритам Заонежья. Петрозаводск: КарНЦ РАН, № 1. 2014. С. 3–16.

5. Устинова В.В., Бессмертный К.Н., Максимов О.А., Степанова А.В. Особенности геологического строения и химического состава палеопротерозойских долеритов Заонежского полуострова Онежской структуры // Материалы XXXIV молодежной научной школы-конференции «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии», посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова. С-Пб., 2023 С. 246–248.

6. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. 10. С. 49–68.

7. McDonough, W.F., Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth // Chemical Geology, V. 120. N 3. P. 223–253.

8. Samsonov A.V., Stepanova A.V., Gushchina M.U., et al. Rifting in the Paleoproterozoic Onega basin: geochemistry of volcano-sedimentary rocks of the Zaonega Formation // Doklady Earth Sci. 2024. V. 515. N 2. P. 734–742.

9. Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., Puchtel I.S., Larionova Yu.O., Larionov A.N. et al. Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, geochronology, and tectonic setting // Journal of Petrology. 2014. N 9 (55). P. 1719–1751.

10. Stepanova A.V., Azimov P., Samsonov A.V., et al. Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandian Shield: origin and tectonic implications // Lithos. 2021. V. 400–401. P. 106377.

11. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Pap. 1976.

12. White R.S., Spence G.D., Fowler S.R., et al. Magmatism at rifted continental margins // Nature. 1987. V. 330. P. 439–444.

Особенности строения триасовых отложений в межкупольных мульдах центральной части Сарпинского прогиба

Объектом исследования данной работы являются триасовые отложения на территории Сарпинского прогиба, расположенного в юго-западной части Прикаспийской впадины. Здесь развита мощная эвапоритовая толща раннепермского возраста, структура и динамика которой определяет особенности формирования и строения вышележащих мезозойско-кайнозойских отложений: процесс галокинеза приводит к формированию соляных куполов и мульд, образование которых происходило, как правило, в разные геологические эпохи и продолжается по настоящее время. Каждая мульда представляет собой отдельный изолированный бассейн седиментации с собственной историей развития, балансом притока и испарения воды, а также базисом эрозии, что затрудняет корреляцию комплексов их заполнения стандартными методами.

Сарпинский прогиб с юго-востока ограничен Астраханским сводом, с юга – Каракульско-Смушковской зоной поднятий и с запада – Карасальской моноклиалью (рис. 1). На исследуемой территории межкупольные мульды, в основном, заполнены верхнепермскими и триасовыми отложениями, расчленить которые достаточно сложно в связи со схожим составом пород и близкими обстановками осадконакопления. Триасовые отложения представлены пестроцветными озерно-аллювиальными толщами с ненадежными стратиграфическими реперами и палеонтологическими остатками [3].

Территория отличается высокой изученностью бурением, но с малым количеством кернового материала. Большинство глубоких скважин вскрывают либо нерасчлененный верхнепермско-триасовый комплекс, либо были пробурены на стыке триасовых отложений с соляным куполом. Следовательно, основным исходным материалом для корреляции являются каротажные данные и сейсмические разрезы, на которых триасовые сейсмокомплексы выделяются по различным амплитудно-частотным характеристикам (рис. 2).

Нижний триас юго-запада Прикаспийской впадины представлен ершовским (инд) и баскунчакским (оленок) горизонтами. Ершовский горизонт сложен красноцветными глинами, алевритами и песчаниками,

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² ФГБУ ВНИГНИ, Москва, Россия



Рис. 1. Тектоническая схема юго-западной части Прикаспийской впадины. 1 – граница Астраханского свода; 2 – пермский карбонатный уступ; 3 – граница Каракульско-Смушковской зоны; 4 – сейсмические разрезы; 5 – государственная граница

а в средней части баскунчакского горизонта преобладают морские серые глины с тонкими прослоями известняков. Сейсмофации нижнего триаса на временных сейсмических разрезах характеризуются неустойчивыми отражениями со слабой амплитудно-частотной выраженностью, что объясняется монотонностью литологического состава. Наиболее динамически выражен отражающий горизонт, связанный с пачкой известняков (каротажный репер «II известняк») в нижней части терригенно-карбонатной толщи оленевского яруса. Эта граница прослеживается в пределах территории исследования в основном фрагментарно, на отдельных сейсмических разрезах её можно выделить по высоким амплитудам отражений, а также она характеризуется резкими изменениями значений ПС, ГК и НГК на каротажных данных.

Комплексы среднего триаса сложены морскими сероцветными глинами, алевролитами, песчаниками и известняками с остракодами, а сверху их перекрывают темно-серые глины с прослоями песчаников и алевролитов. Верхнетриасовые отложения представлены переслаиванием серо-

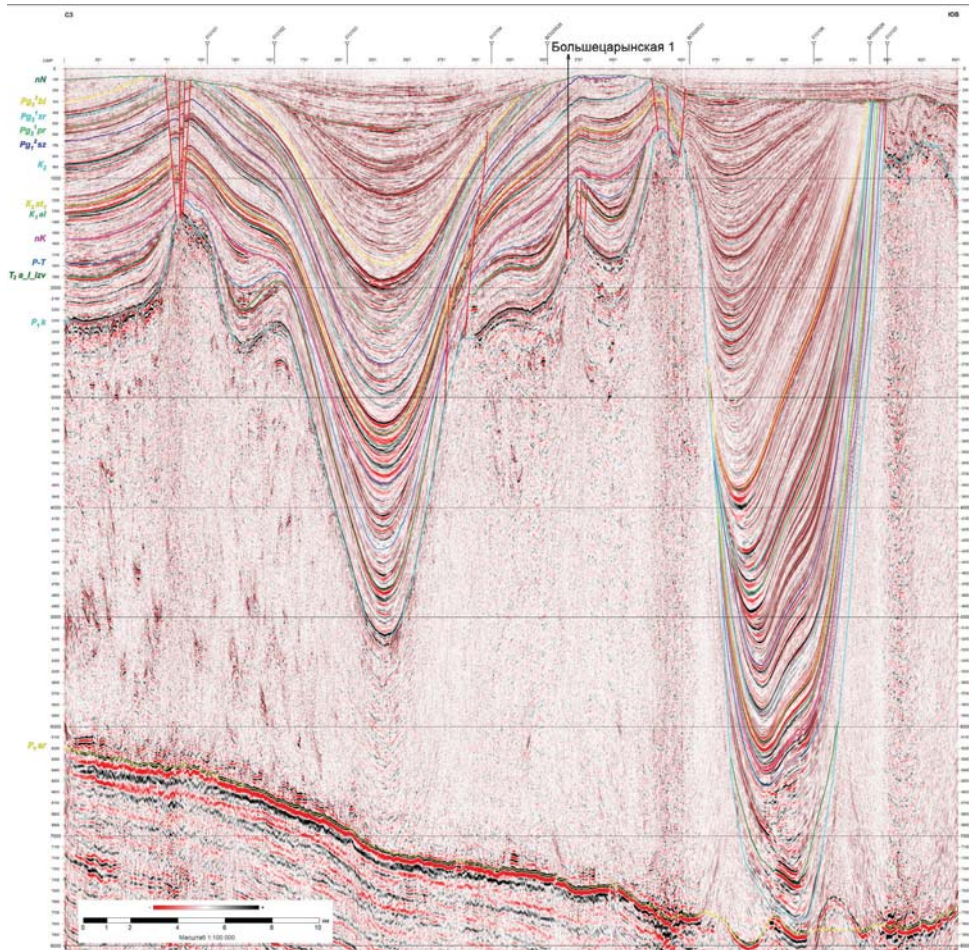


Рис. 2. Фрагмент глубинного сейсмического разреза по профилю 012109 [2]

цветных терригенных пород [1]. На временных разрезах данные отложения выражены малоамплитудными сейсмическими отражениями, что объясняется схожим составом среднего и верхнего отделов триаса. Наиболее высокоамплитудным является отражение от поверхности известняков, залегающих в нижней части анизийского яруса (каротажный репер «I известняк»). Отражающий горизонт по кровле «I известняк» является регионально выраженным сейсмическим репером, который на временных разрезах опознается достаточно хорошо, но участками фрагментарно.

По результатам сейсмостратиграфического анализа сейсмических разрезов прослежена эволюция развития соляного купола в центральной

части Сарпинского прогиба и выявлены основные этапы накопления триасовых отложений в примыкающих к куполу мульдах и закономерность их строения. Выделены основные отражающие горизонты, проведено расчленение разреза на нижний и средне-верхний комплексы триасовой системы и описана их структура.

Рост купола и развитие мульд, примыкающих к нему, начались с пермского времени, что выявлено по наличию пермских отложений в основании мульды. Развитие этой системы продолжилось в начале триаса, когда при постепенном росте купола и углублении прилегающих мульд, в них происходило накопление мелководной терригенно-карбонатной толщи. Затем происходило накопление морских сероцветных терригенных осадков, которые внутри комплекса характеризуются региональным отражающим горизонтом «I известняк». Верхняя граница триаса на изучаемых сейсмических разрезах – это поверхность несогласия, связанная с предъюрским эрозионным этапом, во время которого значительная часть верхнетриасовых отложений была размыва.

Литература

1. *Antipov M.P., Bykadorov V.A., Volozh Yu.A., Patina I.S., Fomina V.V., and Bars F.M.* Triassic Deposits in the Caspian Region: Structure, Tectonic Settings, Sedimentary Environments, and Oil-and-Gas Potential // *Lithology and Mineral Resources*, 2024. V. 59. N. 6. P. 638–659.

2. *Карташов А.А.* Геологический отчет о результатах и объемах работ, выполненных по объекту «Комплексные геолого-геофизические работы на Хаптагайском участке нераспределенного фонда недр с целью обоснования приоритетных направлений ГРП на нефть и газ в надсолевых отложениях». Гос. задание ФГБУ «ВНИГНИ» № 049-00012-20-01 от 28.01.2020 г., № 049-00003-21-00 от 12.01.2021 г., № 049-00014-22-01 от 14.01.2022 г. Приказ Фед. агентства по недропользованию № 302 от 08.06.2022 г. Москва. 2022.

3. *Лунатова В.В., Волож Ю.А., Самодуров В.И., Светлакова Э.А.* Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности. М.: Недра, 1982. 152 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 236).

**Геодинамические режимы проявления
раннепермского магматизма в западной части
Центрально-Азиатского складчатого пояса:
аккреционно-коллизийные процессы
или Таримский плюм?**

Рассмотрение наиболее важных опубликованных работ и обзоров, основанных на геохронологических, литологических, палеомагнитных данных, позволяет с уверенностью полагать, что процессы закрытия океанических пространств в западной части ЦАСП происходили в конце палеозоя, начиная со среднего девона и до конца каменноугольного периода. В отдельных работах высказаны предположения о продолжающихся процессах субдукции вплоть до конца перми, однако в целом большинство исследователей полагают, что океанические бассейны прекратили существование в раннем – среднем карбоне. В это время закрывался Обь-Зайсанский океанический бассейн со сближением Сибирского континента и Чингиз-Тарбагатайского террейна (Казахстанского составного континента), Южно-Тянь-Шанский океанический бассейн со сближением Таримского и Джунгарского континентов, океанические пространства в Западной и Южной Монголии в связи с причленением Таримского, Джунгарского и Северо-Китайского блоков к Сибирскому континенту. Таким образом в каменноугольном периоде были сформированы несколько аккреционно-коллизийных орогенов, в пределах которых достаточно интенсивно проявился как коровый, так и мантийный магматизм.

Широкое развитие в последние два десятилетия U-Pb датирования цирконов позволило получить огромный объем данных о возрасте магматических комплексов на этой обширной территории. Фактически к настоящему времени нет ни одного полигона, не имеющего датировок магматических комплексов. Несмотря на множество геохронологических данных, среди их огромного объема всё же можно выделить несколько этапов масштабного проявления магматизма: 1) в конце силурийского периода, в связи с переработкой коры раннепалеозойских островных дуг и консолидацией континентальных блоков; 2) в конце девонского – начале каменноугольного периодов и 3) в конце раннекаменноугольной – начале среднекаменноугольной эпох, в связи с процессами аккреции и коллизии, связанных с закрытием океанических пространств; 4) в начале перми и

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

5) в начале триаса, в связи с пост-коллизией или внутриплитной эндогенной активностью.

Раннепермский магматизм проявился в интервале 300–270 млн лет назад на обширной территории западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Центральный и Восточный Казахстан, Киргизия, Узбекистан, Северо-Западный Китай, Западная Монголия), и был значителен по масштабам, прежде всего по объему сформированных гранитоидов. Кроме гранитоидов, раннепермский возраст установлен для интрузий сложного габбро-монзонит-сиенит-гранитного состава, для мафит-ультрамафитовых интрузий, для вулканических базальт-андезитовых и бимодальных ассоциаций континентальной природы, для роев мафитовых даек. Многообразие форм и состава магматических комплексов свидетельствует о существенной эндогенной мантийной активности и проявлении процессов мантийно-корового взаимодействия.

Анализ опубликованной литературы свидетельствует что большинство авторов предполагают появление мафических магм в результате частичного плавления вещества подстилающей аккреционно-коллизийные сооружения литосферной мантии, а появление гранитоидов – в результате частичного плавления материала континентальной коры этих сооружений. Однако отсутствует единое мнение о геодинамическом режиме раннепермского магматизма.

Можно выделить две главные господствующие концепции. Первая концепция подразумевает ведущую роль плейт-тектонических факторов. Предполагается что частичное плавление литосферной мантии происходило в результате отрыва субдуцированной океанической литосферы (slab breakoff) под орогенным сооружением, либо в результате пост-коллизийного растяжения литосферы. Эти модели вписываются в рамки традиционных представлений тектоники литосферных плит и применяются для объяснения магматизма с конца 80-х – начала 90-х годов XX века.

Вторая концепция появилась позднее, в конце 00-х годов этого века, после обнаружения и датирования трапповых базальтов под осадочным чехлом Таримской платформы. Главный объем Таримских базальтов был сформирован в интервале 300–280 млн лет. В связи с развитием в конце 00-х – начале 10-х годов концепции крупных изверженных провинций (Large Igneous Provinces) из-за активности крупных и суперкрупных мантийных плюмов, идея выделения раннепермской Таримской крупной изверженной провинции в западной части ЦАСП быстро обрела популярность. Более того, с проявлением Таримской КИП стали все чаще связывать крупные рудные месторождения (Au, Cu–Ni–PGE, редкие металлы), возраст которых оказался также раннепермским.

Обе концепции имеют набор аргументов в свою пользу, а в некоторых (немногочисленных) работах приводятся даже контраргументы против

альтернативной концепции. Ежегодно появляются до десятка статей, посвященных разным «уголкам» западной части ЦАСП, при этом авторы придерживаются только одной концепции, а альтернативная, как правило, даже не упоминается – как будто других взглядов на проблему просто не существует. При этом в большинстве из представленных статей не сделано попыток обобщения или сопоставления с данными по соседним регионам. Попытки сопоставить две упомянутые концепции появились недавно в нескольких обзорных статьях, посвященных глобальному обзору магматизма ЦАСП или Азии в целом, однако в силу глобальности поставленных задач, раннепермский магматизм освещен в них недостаточно подробно.

В связи с вышеизложенным, в докладе будет представлен обзор данных по возрасту, вещественному составу и петрогенезису раннепермских магматических комплексов западной части ЦАСП. Будет предложена попытка рассмотреть раннепермский магматизм как результат взаимодействия Таримского мантийного плюма с литосферой растягивающихся орогенных сооружений.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 122041400044-2).

**В.Б. Хубанов^{1,2}, Р.В. Веселовский¹, Т.Э. Багдасарян¹,
А.В. Чистякова¹, Н.В. Брянский³, П.А. Минаев¹,
А.М. Хубанова¹**

Геохронология и петрохронология цирконов в контексте приложения для тектоно-геодинамических реконструкций: перспективы развития локальных методов

U-Pb изотопно-геохронологические исследования цирконов востребованы среди исследователей в науках о Земле. Лазерная абляция с ионизацией в индуктивно-связанной плазме и масс-спектрометрическим окончанием (LA-ICP-MS, Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) представляется наиболее доступным, простым в пробоподготовке, производительным методом и, особенно, востребованным

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

² Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

³ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

для датирования обломочных цирконов. Кроме того, одним из новых направлений развития локальным методом анализа является петрохронология, которая опирается на интерпретацию изотопных датировок в свете дополнительной информации об элементном и/или изотопном составе одного и того же минерала(ов) [1]. Особо интересным является то, что петрохронологический подход позволяет сделать мониторинг мощности континентальной коры во времени и провести корреляцию между событиями утолщения/утонения коры и геодинамическими обстановками. Метод основан на использовании геохимического состава и возраста обломочных цирконов [2]. Наиболее перспективным видится развитие геохронологии и петрохронологии цирконов при сочетании LA-ICP-MS и сканирующей электронной микроскопии с возможностью химического анализа (SEM EDS, Scanning Electron Microscopy and Energy Dispersive X-ray Spectroscopy). Однако следует отметить, что в России и в странах ближнего зарубежья, наблюдается дефицит и высокая загруженность лабораторий, совмещающие данные методы. В докладе будут даны аналитические характеристики и возможности SEM EDS и LA-ICP-MS методов для комплексного изучения цирконов, реализованных в ЦКП Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН) [3] на базе сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA IV LMS, новой лазерной установки ESL NWR-213 и масс-спектрометра Agilent 7900. На примере определения возраста и микроэлементного состава международных эталонов цирконов планируется представить апробацию LA-ICP-MS метода. Также будут продемонстрированы возможности приложения петрохронологического подхода для реконструкции эволюции мощности континентальной коры Забайкальского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Литература

1. *Kylander-Clark A.R.C., Hacker B.R., Cottle J.M.* Laser-ablation split-stream ICP petrochronology // *Chemical Geology*. 2013. V. 345. P. 99–112. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.02.019>
2. *Tang M., Ji W-Q., Chu X., Wu A., Chen C.* Reconstructing crustal thickness evolution from europium anomalies in detrital zircons // *Geology*. 2020. V. 49. P. 76–80. <https://doi.org/10.1130/G47745.1>
3. *Веселовский Р.В., Дубиня Н.В., Пономарёв А.В., Фокин И.В., Патонин А.В., Пасенко А.М., Фетисова А.М., Матвеев М.А., Афиногенова Н.А., Рудько Д.В., Чистякова А.В.* Центр коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» // *Геодинамика и тектонофизика*. 2022. Т. 13. № 2. 0579. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>

Этапы щелочного интрузивного магматизма Чингиз-Тарбагатайской зоны Восточного Казахстана

Чингиз-Тарбагатайская зона Восточного Казахстана находится в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), эволюция литосферы которого продолжалась в течение палеозоя и части мезозоя и была сопряжена с закрытием крупного Палеоазиатского океана [3].

В раннем палеозое в результате амальгамации блоков земной коры разной природы был сформирован Казахстанский континент, его восточная часть описывается как Чингиз-Тарбагатайская зона. Формирование этой структуры происходило в раннем палеозое в результате аккреции ряда островных дуг кембрийского и ордовикского возрастов. В конце ордовика произошло полное закрытие океанического бассейна с последующей коллизией Чингизской и Байдаулет-Акбастаусской дуг. В течение силура в Чингиз-Тарбагатайской зоне широко проявился гранитоидный магматизм, свидетельствующий о формировании коры континентального типа. С начала девона эта система существовала как окраинно-континентальная структура Казахстанского континента и в среднем–позднем палеозое взаимодействовала с литосферой Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [1, 2].

В пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны широко распространены гранитоиды, охватывающие возрастной интервал от позднего силура до позднего карбона – ранней перми.

Особую позицию в Чингиз-Тарбагатайской зоне занимают щелочные интрузии. Это небольшие массивы, проявленные на всей территории региона, секущие ранне-среднепалеозойские осадочно-вулканогенные комплексы и силурийские гранитоиды. По данным предшествующих исследований принималось, что все щелочные массивы относятся к одному комплексу и имеют пермский возраст [4, 5].

На основании анализа опубликованных материалов, геологических карт и проведенных полевых работ, было выбрано пять щелочных массивов для характеристики щелочного магматизма Чингиз-Тарбагатайской зоны.

Для получения данных о возрасте были проведены U-Pb геохронологические исследования по цирконам (из фракции 0.01–0.25 мм) для каждого щелочного массива. На основе полученных данных выделяются сле-

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

дующие три временных интервала проявления щелочного магматизма в пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны: ранне-среднедевонский (401 млн лет; нефелиновые сиениты и сиениты массива Абай), позднедевонский (373 млн лет; сиениты массивов Апатай и Тентеккыз), среднекаменноугольный (315 млн лет, кварцевые сиениты массива Акштатау; 323 млн лет, кварцевые сиениты массива Кунур-Сандыктас).

Морфология и внутреннее строение массивов также различается: массив Абай имеет выраженное многофазное концентрически-зональное строение; массивы Апатай и Тентеккыз представлены мелкими однофазными телами. Массивы Акштатау и Кунур-Сандыктас ассоциируют с гранодиоритами крупного Батпакского массива раннекаменноугольного возраста и могут быть рассмотрены как его интрузивные фазы. При этом массив Акштатау представлен серией мелких тел на границе Батпакского массива, а массив Кунур-Сандыктас представляет собой крупное кольцевое тело конической формы, рвущее предшествующие гранодиориты и диориты Батпакского массива.

Все породы изученных массивов петрографически классифицируются как сиениты (вариации от нефелиновых до кварцевых), но можно отметить различия в минеральном составе. В сиенитовых массивах Абай, Апатай и Тентеккыз отмечены кальций-натровые пироксены (эгиринавит и эгирина в массивах Абай и Апатай), кальций-натровые амфиболы (изоморфный ряд катофорита), а то время как в кварцево-сиенитовых массивах Акштатау и Кунур-Сандыктас присутствуют кальциевые (авгит в массиве Кунур-Сандыктас) и кальций-натровые (эгиринавит и эгирина в массиве Акштатау) пироксены, кальциевые (изоморфный ряд тремолита) и кальций-натровые (изоморфные ряды рихтерита и винчита) амфиболы.

Различия в вещественном составе массивов фиксируются как для петрогенных, так и для редких элементов. Породы сиенитовых массивов Абай, Апатай и Тентеккыз характеризуются пониженным содержанием титана, магния, однако демонстрируют повышенные содержания глинозема, железа и кальция. Кварцевые сиениты массивов Акштатау и Кунур-Сандыктас имеют повышенные содержания титана, калия, пониженные – железа и кальция. Редкоэлементный состав также демонстрирует различия: если для девонских массивов характерны максимумы в концентрациях Zr и Hf, и минимумы в концентрациях Sr, Ba, Eu, Ti; то для каменноугольных массивов характерны максимумы в концентрациях K, минимумы в концентрациях Nb, Ta, Sr, Zr, Hf, Ti. Отмеченные различия свидетельствуют о разных источниках магм для девонских и каменноугольных массивов.

Полученные Nd-изотопные характеристики свидетельствуют, что породы обогащены радиогенным неодимом и имеют изотопные характери-

стики деплетированной мантии ($\epsilon\text{Nd}(T)$), которые варьируют от +4.56 до +6.05), что не позволяют выявить различия для раннедевонских, позднедевонских и среднекаменноугольных массивов. Это связано с общей характеристикой данной провинции Центральной Азии, сформированной в обстановке раннепалеозойского Палеоазиатского океана – здесь отсутствуют признаки древних континентальных блоков и все субстраты имеют ювенильные характеристики с молодыми модельными возрастными. Данные по изотопии кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW)) по полевому шпату: массив Абай 5.2%, массив Апатай – 5%, массив Акшатау – 6.8%; по амфиболу: массив Абай – 0.3%, массив Апатай – 7.5%, массив Акшатау – 3.7% – позволяют предполагать участие ювенильных мантийных субстратов в петрогенезисе пород массива Абай, в то время как для массивов Апатай и Акшатау изотопный состав кислорода говорит о преобладании коровых субстратов.

Анализ полученных данных позволяет сделать предположения об источниках и геодинамических обстановках формирования щелочных интрузий Чингиз-Тарбагатайской зоны. Характеристики исследованных щелочных интрузий девонского возраста (сиениты массивов Абай, Апатай, Тентеккыз) не несут признаков субдукционного генезиса, они отвечают внутриплитным гранитоидам. Можно предполагать, что формирование девонских массивов происходило внутри консолидированного блока коры Чингиз-Тарбагатайского террейна, за счет частичного плавления протолитов раннепалеозойского возраста. При этом, судя по нефелиновым сиенитам массива Абай, в петрогенезисе могли принимать участие магмы мантийного происхождения. Это свидетельствует о доминировании обстановок тектонического растяжения литосферы Чингиз-Тарбагатайского террейна, либо в тылу зоны субдукции, либо в режиме синсдвигового растяжения трансформной окраины.

Массивы Акшатау и Кунур-Сандыктас имеют иные геохимические характеристики, которые демонстрируют надсубдукционные метки – пониженные содержания Ta, Yb, Y, Rb, Nb. При этом их возраст не соответствует обстановке субдукции – она завершилась к концу девона, а в карбоне происходили процессы аккреции, связанные с закрытием Обь-Зайсанского океанического бассейна. К среднему карбону океаническое пространство замкнулось и происходили орогенные аккреционно-коллизийные процессы [3, 6]. Таким образом, формирование среднекаменноугольных щелочных массивов могло происходить при переплавлении девонских вулканогенно-осадочных толщ юго-западной окраины Чингиз-Тарбагатайского террейна, поэтому породы массивов Акшатау и Кунур-Сандыктас несут субдукционные геохимические метки.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-77-10050, <https://rscf.ru/project/24-77-10050/>.

Литература

1. Дегтярёв К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
2. Дегтярёв К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 20–51.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
4. Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1973. 296 с.
5. Савочкина Е.Н., Чуйкова П.Г. Об интрузии горы Кунур-Сандыктас в Батпакском гранитоидном массиве (Восточный Казахстан) // Геология и разведка. 1963. № 9. С. 40–46.
6. 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.

**Н.В. Цуканов^{1,3}, Е.В. Ватрушкина¹, М.В. Лучицкая¹,
К.Н. Мазуркевич^{2,3}**

Вулканогенно-туфогенные комплексы в позднеюрско-раннемеловой Верхне-Пегтымельской впадине Чукотского террейна (состав и палеотектоническое положение)

В Верхне-Пегтымельской впадине Чукотского террейна развиты верхнеюрско-нижнемеловые, преимущественно туфотерригенные отложения, относящиеся к имлекинской толще [1, 2, 3, 5, 7]. Мы представляем предварительные результаты изучения вулканогенно-туфогенных пород в составе этой толщи. Образования имлекинской толщи, накапливались в позднеюрско-раннемеловое время и отражают, как было показано в

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

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

последнее время многими исследователями, один из важнейших этапов развития этого региона, предшествовавший развитию ОЧВП. В 2020 г. в ходе работ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по составлению карт 1:1 000 000 масштаба проводились работы по изучению образований имлекинской толщи, а именно фрагментов разрезов этой толщи в бассейне р. Пегтымель по руч. Пастбищный и Глухой.

В районе проведения работ отложения имлекинской толщи с несогласием залегают на верхнетриасовых турбидитах и перекрываются волжско-берриаскими вулканотуфогенными образованиями берложской толщи, альбскими угленосными терригенными отложениями ольховской свиты и верхнемеловыми континентальными вулканическими толщами ОЧВП (амгеньская толща) [1, 2, 3, 6, 8]. Вулканыты в имлекинской толще встречаются редко, чаще всего это небольшие тела среди туфотерригенных отложений [1, 6]. В разрезах имлекинской толщи присутствует синхронный пирокластический материал, а в конгломератах – гальки вулканитов [2, 3]. По гальке андезита изотопным методом был установлен возраст в 147 млн лет [3].

Нами были изучены базальты, долериты и андезиты, которые слагают отдельные тела мощностью до нескольких метров и кристаллокластические туфы кислого состава. Опорный разрез имлекинской свиты представлен переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с горизонтами галечниковых глин, общей мощностью 560 м. По данным [3] в разрезе выделяется два уровня, характеризующиеся появлением туфотерригенных пород и туффитов.

На диаграмме TAS точки вулканитов, относимых к имлекинской толще, группируются в области пород нормального ряда. На вариационных диаграммах фигуративные точки вулканитов и туфов образуют единый непрерывный тренд с обычными для вулканических серий корреляциями. С ростом содержаний кремнезема уменьшаются концентрации TiO_2 , FeO^* , MgO , CaO . При этом растет содержание K_2O и практически не меняется содержание P_2O_5 . По этим показателям они сходны с вулканитами ОЧВП [7]. В туфах кислого состава ($SiO_2 > 65$ мас.%) доля Al_2O_3 убывает, а в базальтах и андезите меняется незначительно. Содержания TiO_2 в основных породах изменяются от 1.34 до 1.79 мас.% при низких содержаниях K_2O , а в андезите 1.04 мас.%. В туфах кислого состава этот показатель варьирует в пределах 0.39–0.5 мас.% при K_2O 3.77–3.8 мас.%. На диаграмме $SiO_2-FeO_{общ}/MgO$ фигуративные точки вулканитов и туфов располагаются как в полях толеитовой, так и известково-щелочной серий.

Во всех изученных породах, наблюдаемые соотношения и концентрации элементов-примесей, указывают на их формирование в надсубдукционной обстановке. Отмечаются Nb-Ta минимум, повышенные отношения КИЛ/РЗЭ ($Ba/La = 11.1-43.95$: основные породы 11.75–43.95, средние

11.1–25.21) и КИЛ/ВЗЭ ($Ba/Nb = 70–124$); в хондрите эти отношения составляют 10.2 и 9.8 соответственно. Отношения $(La/Yb)_n = 1.24–1.32$ в основных породах, >2 в андезите и > 5 в туфах. Для последних распределение содержаний элементов близко к таковому для среднего состава континентальной коры. Различия наблюдаются в уровне концентраций элементов – они значительно ниже в базитах и на порядок выше в туфах кислого состава. Отмечаются минимумы Sr и Eu для туфов и слабо положительные значения для вулканитов основного состава.

Величины $\epsilon Nd(T)$ в основных породах изменяются от высоких положительных значений (+7.19; +6.8), близких к таковым деплетированной мантии, при концентрациях $SiO_2 = 42–48$ мас.% и $MgO = 4.5–6$ мас.% до 2.01 в андезите. Для туфов кислого состава ($SiO_2 = 67.93–81.3$ мас.%) характерны отрицательные значения $\epsilon Nd(T)$ (–1.08; –0.91), что может быть связано с контаминацией магм сиалическим материалом.

Высокие положительные значения ϵNd и низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7039–0.704) для базальтов и долеритов позволяют говорить о деплетированном характере глубинных источников. Высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для андезита (0.706428) при $^{87}Rb/^{86}Sr$ (0.4124) и туфов кислого состава (0.708448, 0.708643) $^{87}Rb/^{86}Sr$ (1.3856, 1.488) показывают, что в образовании магм участвовали различные по составу компоненты. Фигуративные точки изученных пород располагаются вдоль тренда смешения обогащенного источника типа ЕМШ и мантийного компонента ЕМІ.

Nb/Ta отношения для базальтов и долеритов? ниже хондритовых (7.28–15.43 и 17.6 соответственно), а Zr/Hf отношения близки к таковым (35–39 и 36–37 соответственно). В обстановке активной континентальной окраины вариации Nb/Ta могли быть связаны с особенностями мантийного источника, взаимодействовавшего как с коровым материалом, так и с субдукционным компонентом, в составе которого в различных пропорциях присутствуют водный флюид и расплав.

Особенностью изученных пород является то, что на дискриминантной геодинамической диаграмме [9] практически все они попадают в поле магматических пород границ скольжения литосферных плит (трансформных окраин континентов и островных дуг).

Базальты и долериты имеют низкие значения отношений Th/Yb (<0.5) при относительно высоких значениях Ba/Th . На диаграмме $Th/Yb–Ba/Th$ фигуративные точки основных пород образуют субвертикальный тренд, что свидетельствует о преобладающей роли флюидной фазы, поступающей при плавлении измененной океанической коры. Андезит и туфы кислого состава имеют низкие Ba/Th отношения (29–150) и высокие Th/Yb значения (1–4.5). На указанной диаграмме фигуративные точки этих пород смещены в поле низкого Ba/Th при относительно высоком отношении Th/Yb . Для таких пород предполагается существенная роль расплавов,

происхождение которых связано с плавлением осадочных пород, перекрывавших субдущирующуюся океаническую кору. Такие соотношения редких элементов характерны в большей степени для вулканитов тыловых зон островных дуг [4].

На диаграммах соотношения изотопов свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – ^{208}Pb / все изученные породы располагаются выше линии средних составов базальтов Северного полушария (NHRL).

Полученные нами данные не позволяют однозначно отнести изученные породы к какому-либо этапу развития этой какой? области. Кислые туфы и андезиты по составу близки к комплексам, формировавшимся в пределах континентальных островных дуг или вулканических поясов [3, 8]. Особенности химического состава базальтов и долеритов сближают их с породами океанических островных дуг. Соотношение базальтов и долеритов с вмещающими породами не ясно. Они либо являются дайками и прорывают вмещающие образования, и тогда они относятся к другому более позднему этапу развития, или они формировались синхронно с осадочными образованиями и связаны с рифтогенными процессами на границе скольжения литосферных плит или в тыловодушной обстановке.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-27-00352.

Литература

1. *Варламова В.А., Вяткин Б.В., Малышева Г.М.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания. 1:500 000 территории Чукотского автономного округа (мониторинг региональных геологических исследований в м-б 1:500 000). Анадырь: ФГУГП «Георегион», 2004. 331 с.

2. *Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И.* Обстановка осадконакопления и состав источников сноса верхнеюрско-нижнемеловых отложений Верхне-Пегтымельской впадины, Чукотский террейн // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 4. С. 87–107.

3. *Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д.* Позднеюрский–раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна (арктический регион, Россия) // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.

4. *Мартынов А.Ю.* Роль задуговых процессов в формировании поперечной геохимической зональности вулканитов ранних этапов становления о-ва Кунашир // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 517–534. DOI: 10.7868/S0869590313040055

5. *Паракецов К.В. Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.

6. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Корень Т.Н., Котляр Г.В. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

7. *Тибилев И.В., Черепанова И.Ю.* Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.

8. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупней их фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.

9. *Grebennikov A.V., Khanchuk A.I.* Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Intern. Geol. Rev. 2021. V. 63. N 5. P. 601–629.

**А.А. Цыганков¹, Г.Н. Бурмакина¹, И.В. Ащепков²,
А.С. Терентьев¹**

**Нижняя кора Байкальской рифтовой зоны
(Забайкалье, Россия):
тестирование модели позднепалеозойского
мафического андерплейтинга**

Гранитоидные магмы континентальных сегментов земной коры образуются в широком диапазоне P – T – X условий, варьирующих от гранулитовой до относительно низкотемпературной амфиболитовой фаций метаморфизма, отражающих гипсометрические уровни зарождения гранитных магм. Для формирования крупных гранитоидных провинций, с объемом изверженных пород, измеряемым сотнями тысяч, или миллионами кубических километров, требуется дополнительный источник тепла и/или флюидов, охватывающий территорию в сотни тысяч квадратных километров и действующий в течение нескольких десятков миллионов лет. Начиная с пионерских работ конца прошлого столетия [9] в качестве такого источника рассматриваются мафические магмы мантийного генезиса [2, 7, 10]. Ключевыми доказательствами парагенетической связи мафического и гранитоидного магматизма являются гигантские масштабы

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

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

гранитоидных провинций, пространственно-временная сопряженность мафических проявлений и гранитоидов; изотопно-геохимические характеристики последних.

Нам представляется, что дополнительным источником информации, проливающей свет на процессы мантийно-корового взаимодействия при формировании крупных гранитоидных провинций, могут быть ксенолиты пород нижней коры, выносимые кайнозойскими щелочными базальтами. Можно предположить, что наряду с прочими, среди этих ксенолитов должны быть мафические породы гипотетически представляющие базальтовые магмы, закристаллизовавшиеся в нижней коре и служившие тем предполагаемым источником тепла и флюидов, который способствовал плавлению коровых протолитов и образованию гранитоидов. Очевидно, что такие мафические гранулиты должны соответствовать P - T -условиям нижней/средней коры; иметь изотопный возраст близкий ко времени формирования гранитоидной провинции; быть комплементарными базитам, ассоциирующим с гранитоидами и наоборот – отличаться от транспортирующих их на поверхность базальтов. Более того, само наличие подобных ксенолитов будет аргументом в пользу модели андерплейтинга, как основного механизма, обеспечивающего плавление коры и образование гранитных магм.

Очевидно, что ситуация пространственного совмещения кайнозойских базальтов с более древними крупными гранитоидными провинциями является уникальной. Такое совмещение имеет место в Центральной Азии. В этом регионе в Забайкалье (восточный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса) позднемезозойско-кайнозойские щелочные базальты Западно-Забайкальского и Южно-Байкальского вулканических ареалов, содержащие мантийные и коровые ксенолиты, перекрывают позднепалеозойские гранитоиды одного из крупнейших в мире Ангаро-Витимского батолита (АВБ) [2].

В настоящем сообщении приводятся первые результаты изучения мафических коровых ксенолитов из позднекайнозойских щелочных базальтов Витимского лавового плато и вулканических образований восточного фланга Тункинской рифтовой впадины.

Мафические ксенолиты (≈ 45 – 55 мас. % SiO_2) представлены пироксен-плагиоклазовыми гранулитами, *Cpx-Amph-Bt* габбро, монцогаббро и кварцсодержащими гранулитами. Сквозными минералами в их составе являются клинопироксен (диопсид, авгит) и плагиоклаз. Почти всегда присутствует калиевый полевошпат. В подчиненном количестве отмечается ортопироксен (клиноэнстатит, пижонит), амфибол, биотит и кварц. Наиболее распространенные акцессорные минералы мафических ксенолитов – магнетит, титано-магнетит, апатит, титанит, часто отмечается циркон, изредка бадделейт и торит (включения в цирконе).

Минералого-петрографическими и петро-геохимическими исследованиями установлены различия в составе одноименных минералов и валовом составе пород мафических ксенолитов Витимского плато и восточного фланга Тункинской впадины. Те и другие не коррелируют по составу с вмещающими кайнозойскими базальтами и наоборот, обнаруживают большое сходство макрокомпонентного состава с мафическими породами позднепалеозойского Ангаро-Витимского батолита. Однако распределение рассеянных элементов в Тункинских ксенолитах существенно отличается от мафических пород (АВБ), тогда как Витимские наоборот, обнаруживают полное сходство.

Данные минеральной термобарометрии указывают на нижнекоровое происхождение мафических ксенолитов. Расчеты, выполненные по клинопироксену [8] дают довольно широкий разброс P - T -параметров. Для Витимского лавового плато эти параметры составляют от 9.7 до 15 кбар и 780–1070 °С. Для мафических ксенолитов восточного фланга Тункинской впадины параметры минеральных равновесий заметно меньше: 6.5–9.8 кбар, 590–855 °С.

Первые U-Pb изотопные данные по циркону из мафических ксенолитов Витимского плато однозначно указывают на их позднепалеозойский возраст, составляющий около 280 млн лет, что коррелирует как с возрастом гранитоидов АВБ [3–5], так и с возрастом мафических пород в его составе [1, 6].

Таким образом, геохимические и геохронологические данные указывают на явное сходство Витимских мафических ксенолитов с базитами Ангаро-Витимского батолита. Это, в свою очередь, позволяет предполагать их генетическое родство, т.е. происхождение из одного и того же мантийного источника. Совокупность данных по мафическим ксенолитам восточного фланга Тункинской рифтовой впадины, расположенной на юго-западной периферии батолита, приводит к выводу, что скорее всего они не связаны с позднепалеозойскими магматическими событиями в регионе, однако геохронологические данные, подтверждающие или опровергающие это предположение, пока отсутствуют.

Следует подчеркнуть важную геохимическую особенность ксенолитов Витимского плато – их очень выдержанный состав. Это может означать, что нижняя кора, или как минимум ее значительная часть под Ангаро-Витимским батолитом замещена базитовым материалом, аналогичным тому, что мы наблюдаем на поверхности. Между тем, эти нижнекоровые базиты не могут быть непосредственным источником гранитоидных магм АВБ, т.е. не являются реститами. Большая часть гранитоидов АВБ, не менее 2/3, образовалась за счет плавления разновозрастных метатерригенных протолитов [11]. Добавка ювенильного компонента (не более 30%) фиксируется лишь в гранитоидах повышенной основности. Кроме того,

Витимские мафические ксенолиты демонстрируют явно обогащенные геохимические характеристики, что вряд ли возможно в случае их плавления и удаления салического расплава.

Таким образом, результаты проведенных исследований в целом согласуются с моделью мафического андерплейтинга, вероятно, игравшего ключевую роль в формировании Ангаро-Витимской крупной гранитоидной провинции.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 23-17-00030.

Литература

1. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. Петрогенезис комбинированных даек в гранитоидах Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 1. С. 23–48.

2. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.

3. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.

4. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.-М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.

5. Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.

6. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В. и др. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005–1027.

7. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.

8. Ashchepkov I.V., Ntaflos T., Logvinova A.M., et al. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems // Geoscience Frontiers. 2017. No. 8, 775–795.

9. Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrology. 1988. V. 29. P. 596–624.

10. Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-

collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 845–874.

11. *Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B. et al.* Nd isotope systematics of Late Paleozoic granitoids from the Western Transbaikalia (Russia): Petrological consequences and plume model testing // *Geosystems and Geoenvironment*. 2024. 100266. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2024.100266>

**А.А. Черных¹, И.В. Яковенко¹, В.Ю. Глебовский¹,
И.А. Башев¹, М.С. Корнева¹, П.К. Саница¹, М.М. Бешок¹**

Новая тектоническая схема Арктического бассейна Северного Ледовитого океана

В 2022–24 гг. в ФГБУ «ВНИИОкеангеология», в рамках государственного задания, была создана новая структурно-тектоническая схема глубоководного Арктического бассейна Северного Ледовитого океана (СЛО) масштаба 1:2 500 000. Регион включает две крупные структуры – Аме­разийский и Евразийский бассейны, разделенные хребтом Ломоносова. История геологического развития глубоководных бассейнов неразрывно связана с историей развития сопряженных континентальных структур. Поэтому, в рамки схемы вошли также и примыкающие к ним окраинные континентальные области. В эти области входят полностью или частично: шельфы западного сектора Арктики (Баренцева и Карского морей), шельфы восточного сектора (моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей), приполярная континентальная окраина Северной Америки.

В силу суровых ледовых условий геолого-геофизическая изученность региона остается слабой. Однако, несмотря на это, основной целью проделанной работы являлось построение тектонической модели Арктического бассейна, как по масштабу, так и по содержанию максимально соответствующей накопленной отечественными и зарубежными научными коллективами геолого-геофизической информации.

На подготовительном этапе были собраны и систематизированы материалы в виде структурированного массива. Он включал как исходные дан-

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

ные (сейсморазведка МОВ ОГТ, ГСЗ, потенциальные поля, геологическое опробование, плотность теплового потока, батиметрия), так и опубликованные материалы (структурные, тектонические, эволюционные схемы). С использованием этих данных были созданы схемы рельефа фундамента и глубин залегания раздела Мохоровичича. Первая получена на основе компиляции результатов картирования фундамента на разрезах МОВ ОГТ, 2D-гравитационного моделирования и опубликованных подобных схем, а вторая схема – в результате 3D-гравитационного моделирования. Опираясь на эти схемы, была актуализирована цифровая модель мощности земной коры.

Основной этап работы заключался в создании схемы Арктического бассейна масштаба 1:2 500 000, на которой показан структурный каркас, отражающий природу и строение фундамента Арктического бассейна. В основе этого каркаса лежит созданная цифровая модель рельефа фундамента, которая, вследствие неравномерной изученности СЛО сейсморазведкой МОВ ОГТ, описывает в основном особенности строения региональных геоструктур – I, II рангов. Картирование структур низких рангов проведено в результате изучения локальных особенностей строения фундамента, проявленных в потенциальных полях, изученных существенно лучше. Каркас отражает относительное гипсометрическое положение структурных элементов поверхности фундамента в пределах структур всех рангов. Генезис всех структур установлен на основе упомянутых выше цифровых моделей и для его отображения на схеме были использованы базовые цвета, соответствующие блокам нормальной и гипер-растянутой континентальной коры, мощной коры орогенов и коры океанического типа. Оттенки базовых цветов указывают на относительное гипсометрическое положение структурных элементов: низкое, среднее, высокое. Наиболее темным оттенкам соответствуют погруженные элементы (прогибы, рифты, трюги, котловины), наиболее светлым – приподнятые элементы (горсты, поднятия, отроги, хребты), средним – элементы с промежуточным положением.

На схему вынесены: границы выделенных геоструктур трех рангов; оси линейных магнитных аномалий в Американо-Евразийском бассейне; магнитохроны в Евразийском бассейне; дизъюнктивная тектоника с определенной кинематикой (сбросы, взбросы/надвиги, сдвиги, пассивные разломы) и с неустановленной кинематикой; область распространения HALIP (High Arctic Large Igneous Province) и область деформаций, связанных с Бюфортским складчатым поясом [7]; положение бровки шельфа, древних вулканов и глубоких скважин; рельеф океанического дна в виде псевдо-теневого рельефа.

Отраженные на схеме особенности тектонического строения Арктического бассейна указывают, что эволюция его геоструктур начиналась в

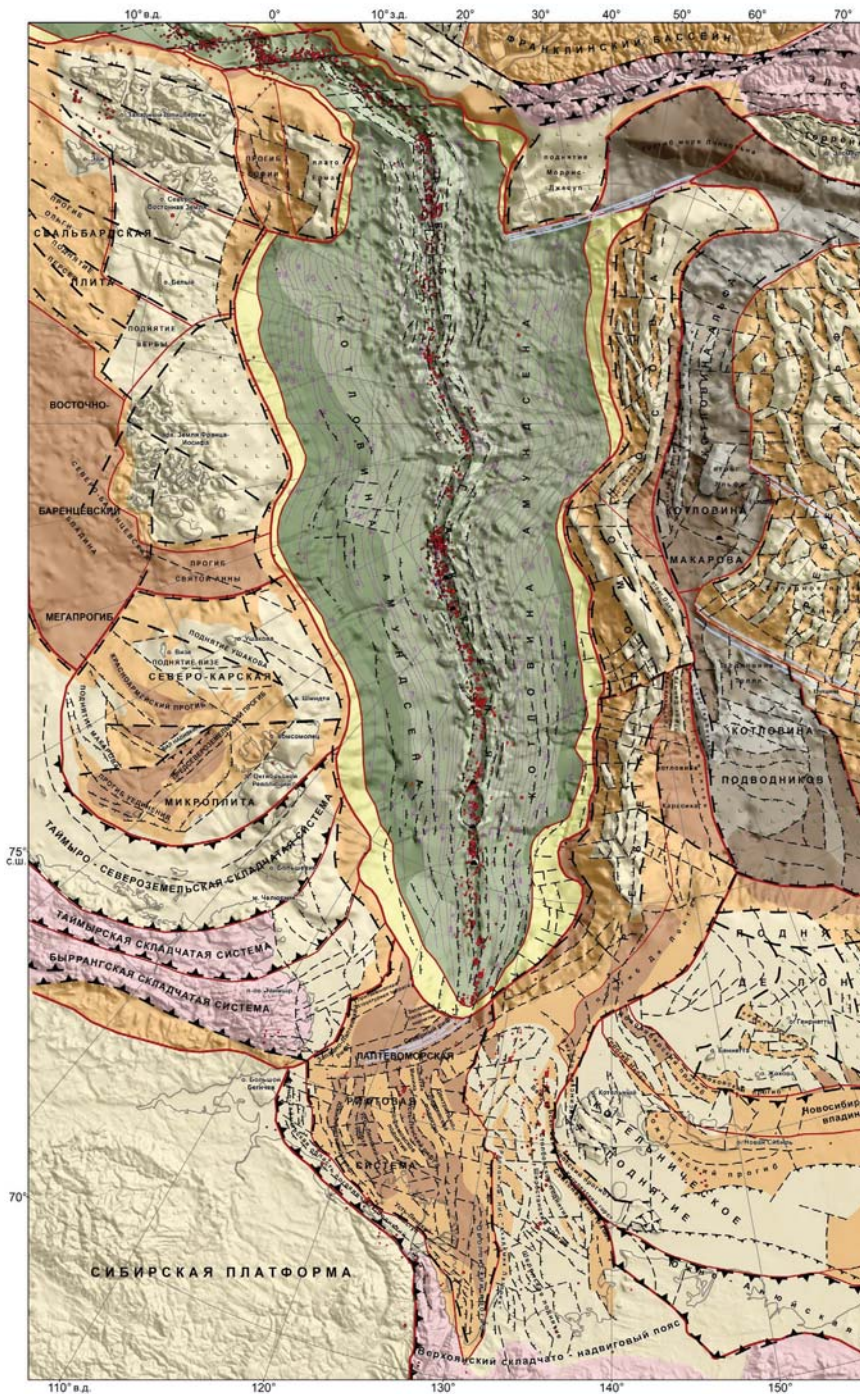


Рис. 1. Тектоническая схема Арктического бассейна

условиях континентального рифтогенеза – в результате распада прежде единого континентального блока (Арктиды). Мы выделяем три основных этапа развития региона.

На первом этапе (юра – ранний мел?), по-видимому, была сформирована прото-Канадская котловина, включающая ее нынешние периферийные части с неясным типом коры. На наш взгляд, комплекс геофизических параметров позволяет прогнозировать ее океаническую природу, аналогичную таковой у центральной части, но, в отсутствие полосовых магнитных аномалий – также возможно ее происхождение вследствие гиперрастяжения континентальной коры, что и предполагается большинством исследователей [4, 6].

На втором этапе (меловое время), после внедрения покрова основных вулканитов HALIP, последовало растяжение литосферы и дезинтеграция Арктиды с формированием современного Американо-Северо-Азиатского бассейна [2]. Значительный прогрев литосферы под действием мантийного плюма привел к гипер-растяжению континентальной коры, предположительно, без потери ее сплошности, за счет нижнего ее слоя: так была сформирована система глубоких котловин (Альфа, Макарова, Подводников, Наутилус, Стефанссона и Северо-Чукотского прогиба), окружающих центральные блоки (С-блоки) хребта Альфа и поднятия Менделеева [2, 5, 9]. Синхронно этим событиям была сформирована центральная часть Канадской котловины – в результате спрединга океанической коры, о чем свидетельствуют парные полосовые магнитные аномалии.

На третьем этапе эволюции (кайнозой), процессы рифтогенеза проникли в Арктический бассейн из Атлантики. В этот раз, по-видимому, прогрев литосферы был минимальным и поэтому область, затронутая растяжением, оказалось относительно узкой [8]. В позднем палеоцене произошел разрыв континентальной коры, начался спрединг океанической коры, сформировался хребет Ломоносова, отделивший Американо-Северо-Азиатский бассейн от молодого Евразийского бассейна [1]. В районе моря Лаптевых, пропегейтинг Атлантики, в виде срединно-океанического хребта Гаккеля, встретился с довольно мощной континентальной корой, сформировавшейся в сложном, и не до конца выясненном, переплетении орогенов. В результате этого, в этом районе в течение кайнозоя формировалась обширная рифтовая система моря Лаптевых, а продвижение Атлантики практически остановилось, с установлением в Евразийском бассейне ультрамедленного режима аккреции коры [1, 3].

Литература

1. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д. История формирования Евразийского бассейна Север-

ного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. Т. 4. С. 21–42.

2. Черных А.А., Яковенко И.В., Каминский В.Д., Глебовский В.Ю., Корнева М.С., Башев И.А. Тектоническая схема Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана // ДАН. Наука о Земле. 2023. Т. 510. С. 134–141.

3. Черных А.А., Яковенко И.В., Корнева М.С., Глебовский В.Ю. Цифровые модели глубинного строения земной коры Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 2024. № 1. С. 48–70.

4. Helwig J., Kumar N., Emmet P., Dinkelman M.G. Chapter 35 Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential // Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. V. 35. P. 527–543.

5. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Chapter 50 geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, arctic ocean // Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. V. 35. P. 771–799.

6. Chian D., Jackson H.R., Hutchinson D.R., Shimeld J.W., Oakey G.N., Lebedeva-Ivanova N., Li Q., Saltus R.W., Mosher D.C. Distribution of crustal types in the Canada Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2016. V. 691. P. 8–30.

7. Nikishin A.M., Rodina E.A., Startseva K.F., Foulger G.R., Posamentier H.W., Afanasenkov A.P., Beziykov A.V., Chernykh A.A., Malyshev N.A., Petrov E.I., Skolotnev S.G., Verzhbitsky V.E., Yakovenko I.V. Alpha-Mendeleev Rise, Arctic Ocean: A double volcanic passive margin // Gondwana Research. 2023. V. 120. P. 85–110.

8. Geoffroy L., Burov E., Werner P. Volcanic passive margins: another way to break up continents // Scientific Reports. 2015. V. 5. P. 1–12.

9. Minakov A., Faleide J.I., Glebovsky V.Yu., Mjelde R. Structure and evolution of the northern Barents–Kara Seacontinental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // Geophysical Journal International. 2012. V. 188. P. 79–102.

Сейсмическая интерпретация опорного геолого-геофизического разреза через Канадский бассейн Арктического океана

По открытым данным в ходе работы была проведена интерпретация опорного сейсмического профиля, пересекающего наиболее характерные геологические структуры в северной части Канадского бассейна [1]: осевой рифт, рифт 78 градуса (78N), одну из вулканических построек. Также на профиле были обнаружены яркие, высокоамплитудные, относительно непрерывные, полого-наклоненные рефлекторы комплекса SDR [6] (рис. 1). Основная проблематика исследования заключается в восстановлении последовательности геологических событий при формировании Канадского бассейна.

Канадский бассейн не изучен глубоким бурением, и информация о точных датировках носит скудный характер. Непосредственно рядом с изученным профилем, на северном склоне хребта Нортвинд, Mukasa et al. (2020) удалось изучить низкотитанистые толеитовые базальты и установить их возраст [4]. Возраст пород акустического фундамента в районе изученного разреза составляет около 118–112 млн лет.

Кровля фундамента разрушена серией частых и высокоамплитудных разломов, особенно заметных в области осевого рифта и рифта 78 градуса. Сама граница кровли фундамента (рис. 2) – *оранжевая линия* – хорошо выделяется на профиле по ярким рефлекторам с хаотической записью ниже. Выше фундамента выделен регионально выдержанный высокоамплитудный комплекс с эрозионной границей в кровле (*фиолетовая линия*). Это комплекс условно «мелководных пород» (карбонатные?). Отложения выше в чехле являются более глубоководными, пелитовыми и тонкослоистыми породами, обладая низкоамплитудным характером записи и отличительной слоистостью.

Граница рифт–пострифт (56 млн лет) – *зеленая линия* – хорошо выражена на профиле высокоамплитудным рефлектором. Выше в осадочном чехле выделяется несколько границ изменения тектонического режима и/или условий седиментации – *розовая, лиловая, желтая, голубая линии*.

Выделяется **три основных** этапа в истории формирования Канадского бассейна.

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

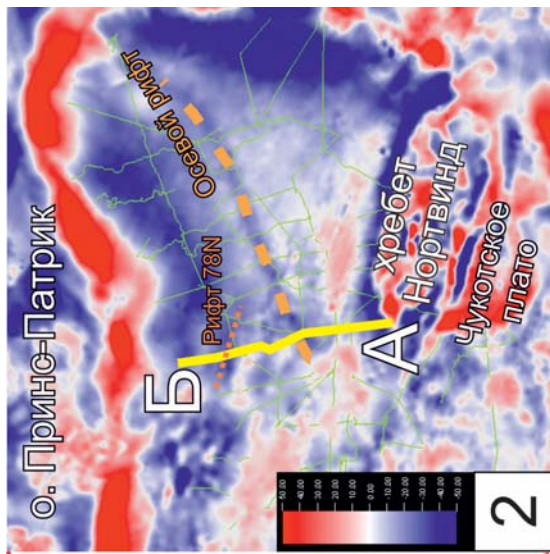
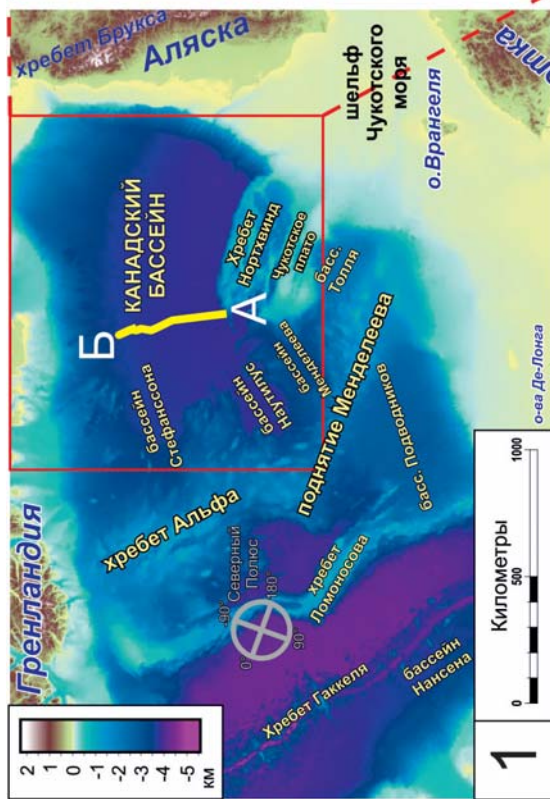


Рис. 1. Расположение изученного композиционного сейсмического профиля (желтая линия) 1. На современной географической основе с данными батиметрии по [3]; 2. На карте магнитных аномалий для Канадского бассейнов [2, 5]. *Оранжевыми пунктирными линиями* показаны осевой рифт и рифт 78 градуса (78N), *зеленые сплошные линии* – сеть сейсмопрофилей в Канадском бассейне по [6]

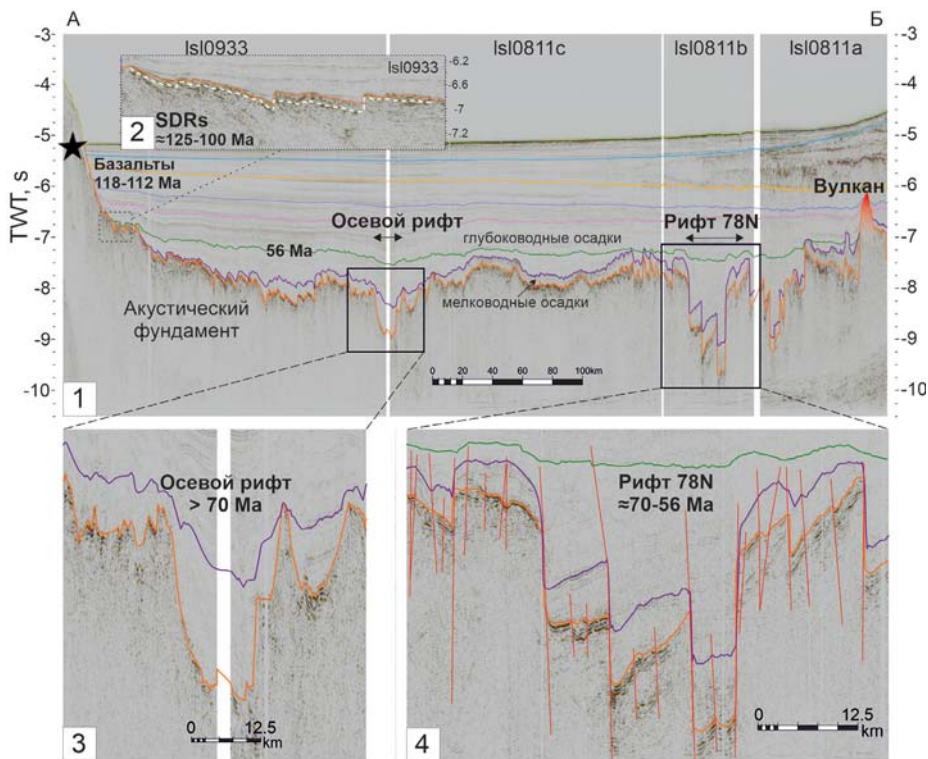


Рис. 2. 1. Опорный композитный сейсмический профиль (А, Б) через дно Канадского бассейна Арктического океана. Профиль простирается от хребта Нортвинд до острова Принс-Патрик, проходя через осевой рифт, рифт 78 градуса (78N) и вулканическую постройку. Вблизи профиля находится точка отбора базальтов фундамента с изотопными датировками возраста [4]. Положение на разрезе показано приблизительно (звезда). Оранжевая линия – кровля пород акустического фундамента, фиолетовая линия – эрозионная граница, зеленая линия – граница рифт–пострифт. 2. Участок сейсмического профиля Isl0933 с границами акустического фундамента (оранжевая линия) и кровлей SDRs (желтая пунктирная линия). 3. Осевой рифт в увеличенном масштабе. Разрывные нарушения, ярко проявленные в акустическом фундаменте, не выходят за пределы эрозионной границы. 4. Рифт 78 градуса (78N) в увеличенном масштабе. Красные линии – выделенные разрывные нарушения. Разломы нарушают сплошность границ акустического фундамента и эрозионной границы, однако к границе рифт–пострифт они затухают. Можно выделить три этапа в истории формирования Канадского бассейна: (1) формирование комплекса SDR (125–100 млн лет); (2) формирование осевого рифта (100–70 млн лет); (3) формирование рифта 78 градуса (70–56 млн лет)

1 этап. Формирование SDR, вулканического комплекса, характеризующегося пологонаклонными сейсмическими отражениями – 125–100 млн лет. Кровля SDR выделена ниже кровли акустического фундамента.

2 этап. Формирование осевого рифта – 100–70 млн лет. В районе осевого рифта разрывные нарушения затухают до кровли комплекса «мелководных осадков» и не нарушают сплошности толщ осадочного чехла.

3 этап. Формирование рифта 78 градуса – 70–56 млн лет. Граница рифт–пострифт проходит сплошной поверхностью и не нарушена разломами, что указывает на завершение фазы рифтогенеза еще до формирования границы рифт–пострифт. Однако разломы нарушают сплошность толщи «мелководных осадков» с амплитудой смещения в несколько километров.

Основные выводы

Основные структурные элементы Канадского бассейна Арктического океана формировались в три этапа: 1) формирование комплекса SDR (125–100 млн лет); 2) формирование осевого рифта (100–70 млн лет); 3) формирование рифта 78 градуса (70–56 млн лет).

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект 24-17-00020).

Литература

1. Никишин А.М., Алёшина К.Ф., Родина Е.А., Артемьева И.М., Фолджер Дж.Р., Посаментьер Х.У. Канадский бассейн Арктического океана: модели геологического строения, истории и геодинамики формирования // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2024. Т. 63. № 5. С. 3–22. DOI:10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-3-22

2. Gaina C., Werner S.C., Saltus R., Maus S., 2011. Chapter 3. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Geol. Soc. London, Mem. V. 35, P. 39–48. <https://doi.org/10.1144/M35.3>

3. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsenparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0. Sci Data 7, 2020. 176. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>

4. Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K., Maye L.A., Armstrong A. Basalts from the Chukchi Borderland: 40Ar/39Ar Ages and Geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // American Geophysical Union. 2020. doi: 10.1029/2019JB017604

5. Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V. (Eds.), 2019. Geologic Structures of the Arctic Basin. Springer International Publishing, Cham. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-77742-9>

6. *Shimeld J., Boggild K., Mosher D.C., and Jackson H.R.* Reprocessed multi-channel seismic-reflection data set from the Arctic Ocean, collected using icebreakers between 2007-2011 and 2014-2016 for the Canadian Extended Continental Shelf program // Geological Survey of Canada, 2021. Open File 8850, 1 .zip file. <https://doi.org/10.4095/329248>

**Е.А. Шалаева¹, Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк²,
К.И. Данцова³**

Результаты датирования циркона из песков палеолитических стоянок Кермек и Пересыпь (Таманский берег Азовского моря) и значение этих результатов для определения времени начала формирования современного орогена Большого Кавказа в его западном сегменте

На Азовском берегу Таманского п-ова в уступе морской террасы от пос. За Родину до пос. Пересыпь вскрыт фрагмент четвертичного разреза, представленного чередованием преимущественно песчаных и глинистых горизонтов, аллювиального и прибрежно-морского (дельтового) происхождения (рис. 1). Эти толщи слагают восточное крыло антиклинали, имеют падение 35–40° на западе у пос. За Родину и постепенно выполаживаются к востоку до субгоризонтального залегания у пос. Пересыпь.

На этом участке побережья компактно расположена группа раннепалеолитических стоянок (с запада на восток) – Кермек, Родники 1-4, Богатыри/Синяя Балка, Пересыпь. Сведения об истории открытия, географическом положении, археологической специфике и геологическом строении этих памятников приведены в публикациях, обобщенных в [3]. На основании биостратиграфических и магнитостратиграфических исследований, выполненных в том числе сотрудниками ЮНЦ РАН и ГИН РАН, установлено, что возраст фрагмента разреза с культуро-содержащими слоями стоянки Кермек с оговорками оценен как 2.1–2.0 млн лет, а возраст разреза стоянки Пересыпь – около 1 млн лет [3]. Из разреза стоянок

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Российский университет Нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

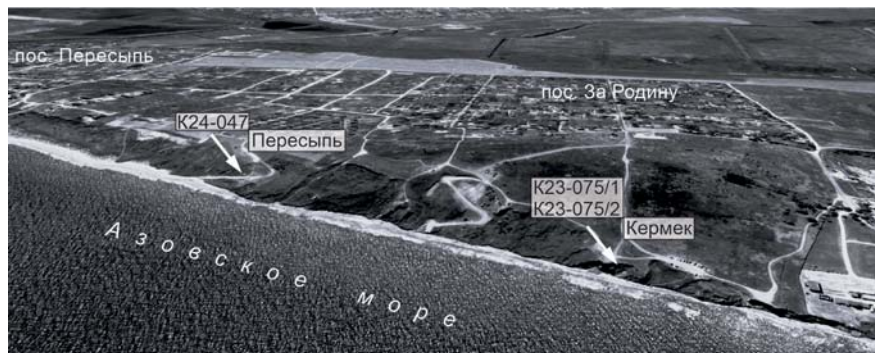


Рис. 1. Местоположение района исследований и точек отбора проб для U-Pb датирования dZr

Кермек и Пересыпь (рис. 1) отобраны пробы песков для U-Pb-изотопного датирования зерен детритового циркона (dZr).

Стоянка Кермек. Разрез описан в обращенном к морю оползневом цирке (N45°21'26.75"; E37°06'11.48"). Под современной почвой, в основании которой вскрыта старинная кирпичная мостовая, горизонтально залегает слой (от 1 до 2 м) светло-бурых суглинков с неровной подошвой, что обусловлено ее эрозийным характером. Ниже эрозийной границы залегает слоистая с падением к востоку под углом до 40° терригенно-глинистая толща. Видимый фрагмент разреза состоит из (снизу вверх):

1) Глины массивные, местами содержащие многочисленные несортированные и неокатанные обломки пород разного состава. Мощность более 10 м.

2) Пески светло-серые, существенно кварцевые, расслоенные мало-мощными линзами (до 5–7 см) коричневых пудинговых конглобрекций. Мощность 50–60 см.

3) Конглобрекции коричневые, пудинговые, состоящие из обломков карбонатных пород (доломитов и доломитизированных известняков), «погруженных» в бурую песчано-глинистую массу. Верхняя и нижняя границы слоя неровные и нечеткие. Слой содержит артефакты раннепалеолитической (ашельской) каменной индустрии. Мощность до 70 см.

4) Пески белые и желтовато-белые, мелко- и среднезернистые, косо-слоистые, существенно кварцевые с примесью белой слюды.

На стоянке Кермек отобрано две пробы песков над (K23-075/1) и под (K23-075/2) культуро-содержащим слоем (слоем 3). Для 120 зерен dZr из каждой пробы выполнены U-Th-Pb анализы и получено, соответственно, 295 и 258 датировок (рис. 2). Для возрастного набора K23-075/1 характерно сочетание двух основных и одной второстепенной популяций. Наибо-

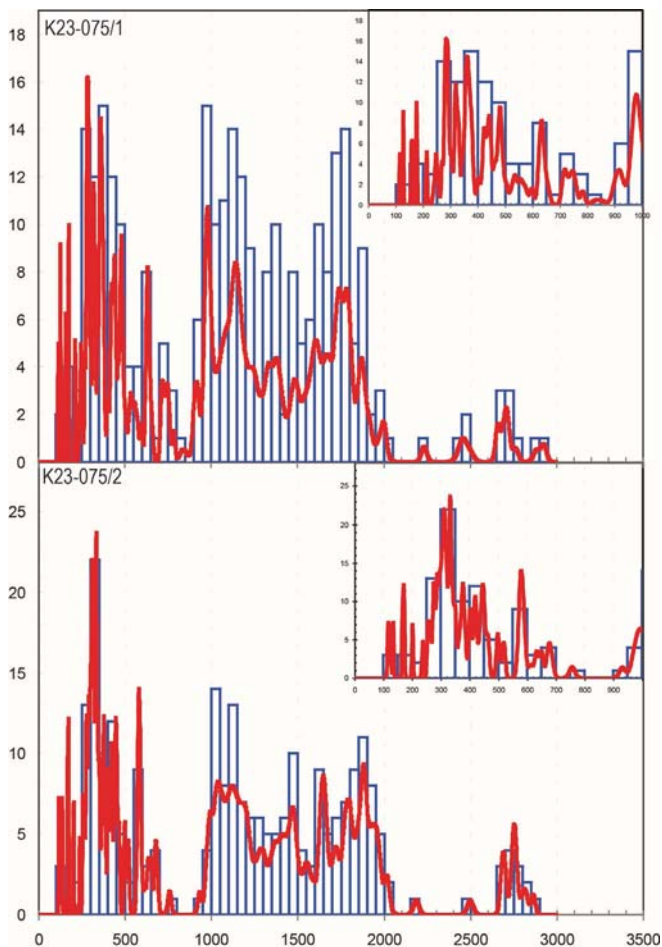


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности, иллюстрирующие характер распределения U-Pb изотопных датировок зерен детритового циркона из песков проб K23-075/1 и K23-075/2 (Жермек)

лее молодая популяция – палеозойско-вендская – включает 71 датировку в диапазоне 254– 98 млн лет с яркими частотными пиками ~283, 318 и 360 млн лет и менее яркими пиками ~442, 481 и 535 млн лет. Рифейско-раннепротерозойская популяция включает 205 датировок. Ее «грэнвильская» часть представлена 154 датировками в диапазоне 902–1765 млн лет с яркими частотными пиками 980 и 1150 млн лет и менее яркими пиками 921, 1385, 1490 и 1615 млн лет. Постгрэнвильская часть этой группы включает 33, а второстепенная архейская группа – 10 датировок.

Для возрастного набора K23-075/2 также характерно сочетание двух основных и одной второстепенной (в количественном смысле) популяций циркона. Первая и наиболее молодая популяция – палеозойско-вендская – включает 73 датировки в диапазоне возрастов от 255 до 588 млн лет с яркими частотными пиками ~283, 318 и 360 млн лет и менее яркими пиками ~278, 312, 333, 378, 420, 445, 500 и 580 млн лет. Вторая популяция – рифейско-раннепротерозойская – насчитывает 163 датировки. Ее «грн-

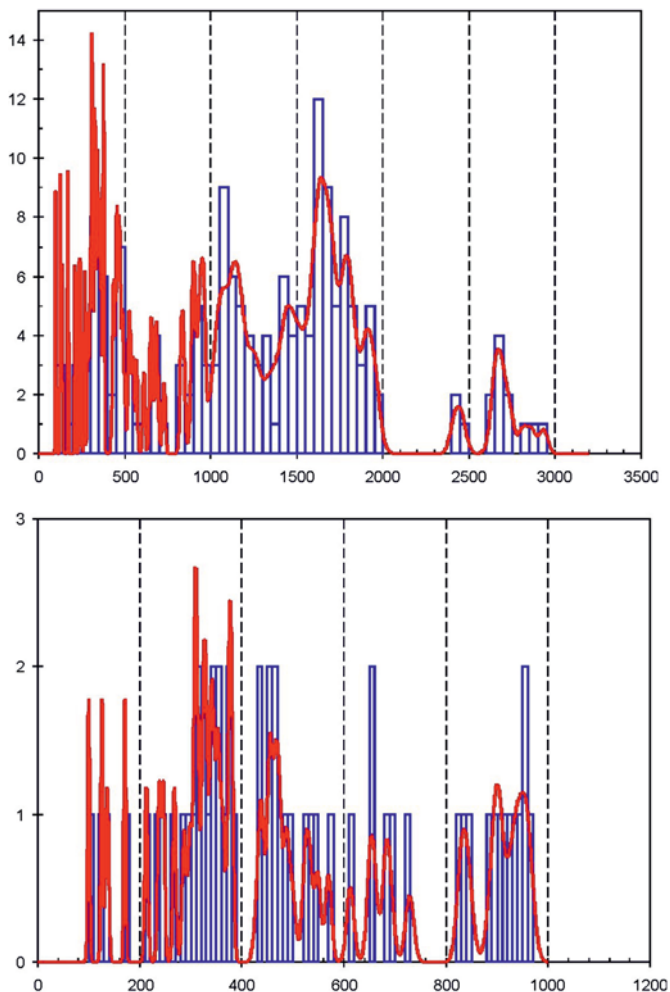


Рис. 3. Гистограммы и кривые плотности вероятности, иллюстрирующие характер распределения U-Pb изотопных датировок зерен детритового циркона из песков пробы K24-047 (Пересыпь)

вильская» часть представлена 116 датировками в диапазоне возрастов от 932 до 1765 млн лет с яркими частотными пиками – 1040, 1125, 1475 и 1652 млн лет. Постгренивильская часть рифейско-раннепротерозойской группы включает 42, а второстепенная в количественном смысле архейская популяция – 14 датировок.

В целом в возрастных наборах, полученных по обоим пробам, «гренивильские» датировки количественно преобладают над «герцинскими». При этом распределение датировок указывает на снос материала с Восточно-Европейского континента (**ВЕК**).

Стоянка Пересыпь (N45°21'20.36", E37°06'38.71"). Здесь из культуросодержащего слоя отобрана проба песков **K24-047**, из нее изучено 120 **dZr** и получено 237 датировок в диапазоне от 102 до 2787 млн лет (рис. 3). Среди них – 3 меловых, 10 юрских (в том числе 5 среднеюрских), 112 палеозойских (от 250 до 541 млн лет, с отчетливыми частотными пиками ~351 и 315 млн лет), 44 неопротерозойских, 44 мезопротерозойских («гренивильских») и 15 раннедокембрийских (в том числе 11 палеопротерозойских и 4 архейских) датировок.

Мы полагаем, что возрастной набор K24-047 – это «механическая смесь» наборов, типичных для: (1) **ВЕК** (т.н. «восточно-европейский» или «северный» провенанс-сигнал) и (2) орогена Большого Кавказа (**БК**) (т.н. «кавказский» или «южный» провенанс-сигнал), характеристики которых ранее показаны в [1, 2]. В наборе K24-047 представлена палеозойская популяция, характерная как для «северного», так и для «южного» провенанс-сигналов, а также – характерные для «южного» провенанс-сигнала раннемезозойская, раннепалеозойско-поздннеопротерозойская («кадомская») и типичная для «северного» провенанс-сигнала мезопротерозойская («гренивильская») популяции

Выводы

Различия в распределении возрастов **dZr** в пробах из песков палеолитических стоянок Кермек и Пересыпь позволяют заключить.

1) На момент накопления осадочных образований стоянки Кермек ороген **БК** еще не существовал, изученные дельтовые образования сформированы за счет сноса материала с **ВЕК** (р. Палео-Дон).

2) На момент накопления пород стоянки Пересыпь ороген **БК** уже существовал и песок сюда поставляла р. Палео-Кубань, несущая материал как с **БК**, так и рециклированный с **ВЕК** материал доплейстоценовых толщ прогибов западного Предкавказья [1], а, возможно, и приносимого с **ВЕК** напрямую р. Палео-Дон.

3) Обнаружение осадочных слоев-маркеров начала роста орогена **БК**, т.е. слоев, в которых впервые появляется «южный» провенанс-сигнал,

следует ожидать на участке Азовского берега Тамани, протяженностью ~1 км, между уровнями плейстоценового разреза с палеолитическими стоянками Кермек и Пересыпь.

4) Временные рамки начала формирования западной части орогена **БК** ограничены интервалом 2.1–1 млн лет.

Исследования соответствуют темам гос. заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др. Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U-Pb датирования зерен детритового циркона // Недра Поволжья и Прикаспия. 2024. № 1. С. 4–15.

2. Шалаева Е.А., Кузнецов Н.Б., Колодяжный С.Ю. и др. Провенанс-сигнал западной части новейшего орогена Большого Кавказа в аллювии Даховской впадины (р. Белая) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту. Вып. 22. Иркутск, 2024. С. 322–324.

3. Щелинский В.Е. Ранний ашель Западного Предкавказья. СПб. Петербургское востоковедение. 2021. 132 с.

**А.А. Шаламова¹, С.В. Малышев¹, А.К. Худoley¹,
У.А. Гласмахер², А.Д. Кузькина¹, Й. Ольберт²**

Новые результаты трекового датирования апатита из форланда южного и северного Верхоянья

Верхоянский складчато-надвиговой пояс (Верхоянский СНП) сформировался в позднем мезозое в результате коллизии Сибирского кратона и Кольмо-Омолонского микроконтинента (супертеррейна). Формирование складчато-надвиговых структур приводило к возникновению горного рельефа. Возраст последующих эрозии и остывания обнажающихся горных пород определяется методами низкотемпературной термохронологии, такими как датирование апатита по трекам осколков деления урана.

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

² Institute of Earth Sciences, University of Heidelberg, Heidelberg, Germany

Полученные возрасты интерпретируются как возраст перемещения по разломам, что позволяет определить время и последовательность формирования складчато-надвиговых структур.

Ранее авторами данной работы было установлено, что поднятие и надвигообразование в южной части форланда Верхоянского СМП (Кыллахская тектоническая зона Южно-Верхоянского сектора) происходило в три этапа: 130–115, 90–70 и 15–10 млн лет [2, 3]. Для северной части форланда (север Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора и Оленекский сектор) методами AFT и (U-Th)/He Д.А. Васильевым были установлены этапы поднятия и надвигообразования 190–171, 148–117 95–90 и 71–61 млн лет [1]. Эти возрасты также подтверждаются датированием кальцита с поверхности разломов [7]. Задача данного исследования заключается в расширении и уточнении представлений о временных рамках тектонических событий, приведших к образованию структур форланда Верхоянского СМП.

В рамках данной работы было проанализировано 12 образцов, отобранных из разновозрастных терригенных и магматических пород форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса. Датирование минералов производилось методом EDM с применением ζ -калибровки [4, 5] в лаборатории Термохронологии и археометрии в Университете Гейдельберга (г. Гейдельберг, Германия). В качестве возрастного стандарта был использован апатит Durango [6].

Для северной части форланда Верхоянского СМП, Хараулахского сегмента в пределах Чекуровской антиклинали (хр. Туора-Сис, профиль р. Нэлегер) были получены возрасты в интервале 93.8 ± 6.9 – 78.9 ± 25.2 млн лет. Для южной части форланда – Кыллахской тектонической зоны новые данные были получены для трех надвиговых пластин (с запада на восток): 68.1 ± 7.3 – 96.2 ± 25.0 , 74.1 ± 5.7 – 112.9 ± 13.3 и 89.0 ± 6.3 млн лет. Полученные данные вместе с результатами ранее проведенных работ [2, 3] позволяют сформулировать предварительные выводы относительно экспонирования надвиговых пластин форланда южного и северного Верхоянья:

1. Поднятие пород Чекуровской антиклинали в районе р. Нэлегер и пересечение ими изотермы $120\text{ }^\circ\text{C}$ произошло ~ 79 – 93 млн лет назад. Этот временной промежуток, согласно данным настоящего и предыдущих исследований [2, 3] перекрывается с временем поднятия пород в зоне фронтальных надвигов южной части форланда Верхоянья, что позволяет предполагать единовременный подъем пород фронта как на севере, так и на юге Верхоянского складчато-надвигового пояса.

2. Новые AFT возрасты, полученные для пород Горностахской антиклинали и Кыллахской гряды в Кыллахской тектонической зоне южного Верхоянья (район р. Белая) дополняют и поддерживают полученные ранее в работах [2, 3] выводы. Так, выведение пород во фронтальной зоне Кыл-

лахского надвига в приповерхностные условия происходило практически одновременно в промежуток времени 90–70 млн лет, а пород Горностахской антиклинали – в интервале 80–70 млн лет.

3. Поднятия пород Юкандинской и Чагдинской антиклиналей в Кыллахской тектонической зоне южного Верхоянья (район рек Сахара, Аллах-Юнь и Юдома) происходило в период времени 112–89 млн лет. Этот возрастной интервал может указывать как на непрерывность формирования надвиговых деформаций в Южно-Верхоянском секторе, так и на длительное нахождение пород в зоне частичного отжига и неполной переустановкой изотопной системы в образцах.

Литература

1. *Васильев Д.А.* Мезозойско-кайнозойские деформации Оленекского, северной и центральной частей Западно-Верхоянского секторов Верхоянского складчато-надвигового пояса: структурный анализ и низкотемпературная геохронология. Дис. ... канд. г.-мин. наук. Якутск, 2023. 224 с.

2. *Мальшев С.В., Худoley А.К., Глазмахер У.А., Казакова Г.Г., Калинин М.А.* Определение этапов формирования юго-западной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита и циркона // *Геотектоника*, 2018. С. 55–68.

3. *Пазухина А.А., Мальшев С.В., Худoley А.К., Брянский Н.В., Каримов А.А., Ефремова У.С.* Низкотемпературная термохронология по апатиту из форланда Южного Верхоянья // *Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: Фундаментальные проблемы-2024 г. Материалы LV тектонического совещания*. Т. 2. М: ГЕОС, 2024. С. 56–60.

4. *Gleadow A.J.W.* Fission track dating methods // *The 3rd School of Earth Sciences*. Melbourne: University of Melbourne, 2007. P. 74.

5. *Hurford A.J., Green P.F.* The zeta age calibration of fission track dating // *Chemical Geology*. 1983. V. 1. P. 285–317.

6. *McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A.* A precise ^{40}Ar – ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard // *Chemical Geology*. 2005. V. 214. Is. 3–4. P. 249–263.

7. *Pavlovskaya E.A., Khudoley A.K., Ruh J.B., Moskalenko A.N., Guillong M., Malyshev S.V.* Tectonic evolution of the northern Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt: insights from palaeostress analysis and U–Pb calcite dating // *Geological Magazine*. 2022. V. 159. N 11-12. P. 2132–2156.

Проявления постледниковой активности разломов Колвицкого тектонического узла по нарушениям в рельефе, поверхности фундамента и рыхлых отложениях

Низкогорные массивы Кандалакшских и Колвицких тундр, с высотой 600–800 м, расположенные на юго-западе Кольского полуострова и прилегающие к северо-восточному побережью Кандалакшского залива, сложенные габбро-анортозитами гранулитовой формации, резко отличаются по своей высоте от образований того же возраста, развитых к востоку. Это позволило выделить Колвицкую новейшую морфоструктуру, которая по всей своей периферии ограничена линиями разломов [12]. Колвицкая морфоструктура представляет собой две группы возвышенностей – Кандалакшские тундры к северу, включающие несколько обособленных массивов, сгруппированных субширотно и Колвицкие тундры к югу, ориентированные в северо-западном направлении вдоль Кандалакшского залива (рис. 1). Возвышенности разделены Колвицкой межгорной депрессией субширотного простираения, наследуемой долиной р. Колвица и раскрывающейся на запад в Кандалакшский залив, а на восток – в котловину Колвицкого озера. Наряду с другими горами Кольского региона, эти возвышенности стали формироваться с олигоцена – начала миоцена [13]. Судя по деформациям раннеголоценовых береговых линий, амплитуды постледниковых вертикальных дифференцированных смещений здесь достигают 30 м, [7], обеспечивая потенциал для проявлений постледниковой сейсмичности, следы которой в виде разнообразных форм раздробления и смещения скальных пород были обнаружены на побережье Кандалакшского залива [19] и во внутренних районах возвышенностей [10, 11]. По современным представлениям, активные тектонические структуры исследуемого района входят в обрамление Кандалакшского новейшего грабена [3]. В то же время, идентификация сейсмогенерирующих разломов, активизированных в новейшее время и обновленных в поздне-постледниковое время, остается проблематичной. Предложенные ранее варианты схем новейших нарушений [1, 5, 8, 9, 14] существенно расходятся. В работах последних лет определяющим элементом структуры активизированного фундамента являются бортовые сбросы Кандалакшского грабена и сопря-

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

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

³ Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

женные с ними элементы обрамления и пропагации грабена [2–4, 15, 20]. Для разломов, наряду со сбросовой кинематикой, отвечающей основным смещениям Кандалакшского грабена, характерна сдвиговая составляющая, установленная как для разломов СЗ-простираения, так и субширотного [6].

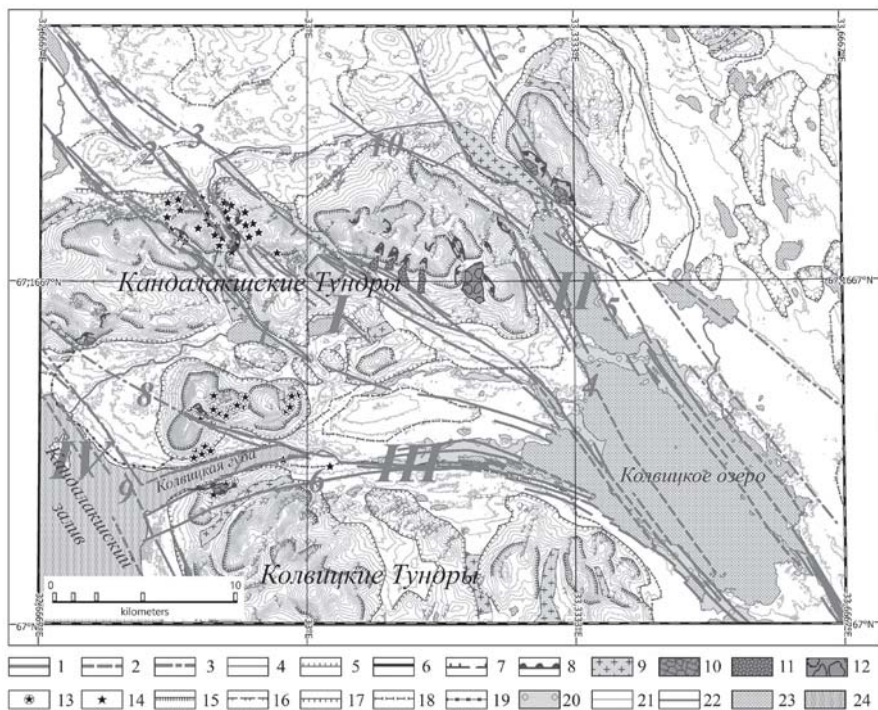


Рис. 1. Сейсмогенные нарушения и постледниковые активизированные разломы. Активизированные разломы:

1 – выраженные в рельефе; предполагаемые: *2* – в пределах акваторий; *3* – под рыхлыми отложениями; сейсмогенные и тектогенные форма рельефа: *4* – сейсмогенные рвы; *5* – скальные уступы; *6* – ущелья; *7* – бровки тектонических долин; *8* – сейсмогравитационные уступы; *9* – днища тектонических долин; *10* – обвально-оползневые тела; *11* – обвально-оползневые и каменно-лавиновые конусы и шлейфы; *12* – моренно-сейсмогенные шлейфы; сейсмодислокации разных типов, установленные ранее в результате полевых исследований: *13* – в массиве Домашние Тундры [19]; *14* – в массиве Лувенгские Тундры [10, 11, 16]; элементы строения рельефа: *15* – подошвы крутых склонов скальных массивов; *16* – подошвы предгорных ступеней; *17* – подошвы предгорных пологих склонов; *18* – тыловой шов плоской аккумулятивной равнины; *19* – дистальная граница полигенетического шлейфа; *20* – аккумулятивные водно-ледниковые гряды (озы); прочие обозначения: *21* – изогипсы (по данным ЦМР ArcticDEM, сечение горизонталей 20 м); *22* – реки; *23* – озера; *24* – Кандалакшский залив Белого моря

По совокупности геоморфологических и сейсмотектонических признаков был выделен активизированный Имандра-Колвицкий разлом, вытянутый более чем на 100 км с СЗ на ЮВ от оз. Бабинская Имандра до полуострова Турий, пересекающий Кандалакшские Тундры на отдельные массивы и обрамляющий с востока Колвицкие Тундры [16]. На пересечении Кандалакшских Тундр для этого разлома установлена очаговая зона поздне-последниковых палеоземлетрясений, связанных со сбросово-сдвиговыми смещениями [17; 18].

Анализ цифровых моделей рельефа, сопровождаемый верификацией на местности, позволил расширить представления об активизированной блоково-разломной структуре исследуемой территории и сейсмогенных нарушениях в рельефе, рыхлых отложениях и породах фундамента. Сейсмогенные деформации распространены на всей территории с концентрацией в пределах низкогорных массивов. Блоковое строение территории подчеркивается обособленными массивами, разделенными тектоническими долинами, часть из которых унаследованы озерными бассейнами и долинами рек. Среди сейсмогенных форм выделяются крупные сейсмотектонические проявления – ущелья и рвы, и сейсмогравитационные образования – скальные оползни, обвалы, шлейфы каменных лавин. Крупнейшие сейсмогравитационные и сейсмотектонические образования приурочены к основным активизированным разрывным нарушениям, сгруппированным в 4 основные зоны: I – Имандра-Колвицкую; II – Восточно-Колвицкую; III – Колвицкую; IV – Восточно-Кандалакшскую. Имандра-Колвицкая зона в северной части представлена тремя субпараллельными ветвями (западной (1); центральной (2) и восточной (3)), пересекающими массив Кандалакшских тундр и формирующими крупные сквозные тектогенные долины. К юго-западу все три ветви сливаются в единый магистральный разрыв, обрамляющий с востока низкогорный массив Колвицких тундр и отделяющий депрессию, занятую Колвицким озером. На пересечении с Кандалакшскими тундрами все три ветви характеризуются крупными сейсмотектоническими и сейсмогравитационными формами, а в пределах депрессии в южной части пространственно сопрягаются с аккумулятивной водно-ледниковой озовой грядой. Восточно-Колвицкая зона (II) включает в себя две ветви (западную (4) и восточную (5)), в северной части обрамляющие фланги межгорной депрессии, занятой котловинами озер Большое и Малое Глубокие и наследующими сквозную тектогенную долину, а южнее – основную котловину Колвицкого озера. К обеим ветвям зоны приурочены крупные сейсморвы и скальные оползне-обвалы в пределах низкогорного массива и озовые гряды, простирающиеся вдоль берегов и в акватории оз. Колвицкое. Колвицкая зона (III) субширотно дугообразно обрамляет северный фланг низкогорного массива Колвицких тундр. Зона контролирует межгорную впадину, соединяющую котловину оз. Колвицкое и грабен Кандалакшского залива

и наследуемую долиной р. Колвица. Южный фланг зоны определяется дугообразным нарушением, на западе контролирующим сквозную долину, пересекающую низкоротный массив, а на востоке – исток и верховья р. Колвица, сопряженные с системой субширотного оза. Осевая часть Колвицкой разломной зоны в западной части выражена в виде структур Колвицкого грабена (7), занятого акваторией Колвицкой губы. Активность Колвицкого грабена особенно заметна на его южном борту, где развиты крупные сейсмогравитационные образования. Восточное замыкание Колвицкого грабена связано с нарушением (8), виргирующим от Колвицкой зоны в северо-западном направлении. Этот разлом на пересечении с массивами Домашних тундр (г. Окатьева) и Лувеньских тундр проявляется в виде узких тектонических ущелий, сопровождаемых комплексом сейсмотектонических и сейсмогравитационных форм. Восточно-Кандалакшская зона (IV) является частью восточного борта новейшего Кандалакшского грабена и включает серию субпараллельных нарушений (9), в целом определяющих ступенеобразное погружение фундамента в западном направлении. Северное обрамление Кандалакшских Тундр представляет собой сегменты отдельных массивов, визуальнo смещенных относительно друг друга по разломам СЗ (1, 2, 3, 10) и ССЗ (4, 5) простирания. По морфологическим признакам можно предполагать преимущественно сбросовые смещения для Кандалакшской и Колвицкой зон, сбросо-сдвиговые – для Восточно-Колвицкой и сдвиговые – для Имандра-Колвицкой.

Литература

1. *Бабак В.И.* (ред.). Карта геоморфолого-неотектонического районирования Нечерноземной зоны РСФСР м-ба 1:1 500 000 / Гл. ред. В.И. Бабак. М., Мингео РСФСР – МВ и ССО СССР – МГУ, 1980. л.4
2. *Балуев А.С.* (Отв. ред.) Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. Масштаб 1:1 500 000. М.: ГИН РАН, 2010.
3. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1 500 000) / Отв. Ред М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
4. *Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
5. *Грачев А.Ф.* (ред.). Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб: 1:5 000 000. 1997 г. ВИМС МПР России. ОИФЗ РАН. 1997 г.
6. *Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Зыков Д.С.* Структура и эволюция северо-запада Беломорско-Северодвинской зоны сдвига в позднем протерозое и фанерозое (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2019. № 1. С. 62–86.

7. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 109 с.
8. Кратц К.О. (отв. ред.) Земная кора восточной части Балтийского щита / К.О. Кратц, В.А. Глебовицкий, Р.В. Былинский и др. Л.: Наука. Ленингр. отд-е, 1978. 231 с.
9. Николаев Н.И., Бабак В.И., Медянцеv А.И. Вопросы неотектоники Балтийского щита и норвежских каледонид // Советская геология. 1967. № 3. С. 3–23.
10. Николаева С.Б., Евзеров В.Я. К геодинамике Кольского региона в позднем плейстоцене и голоцене: обзор и результаты исследований // Вестн. ВГУ. Сер. Геология. 2018. № 1. С. 5–14.
11. Николаева С.Б., Толстобров Д.С., Ваишков А.А. Палеосейсмогеологические исследования в европейской субарктике (Кольский регион): полевые экспедиционные работы 2018–2020 гг. // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. Вып. 7. 2020. С. 129–133. doi:10.24411/2687-1092-2020-10719.
12. Стрелков С.А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л.: Наука, 1973. С. 5–80.
13. Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И., Рубинраут Г.С., Афанасьев А.П., Лебедева Р.М., Казан Л.Я. История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 164 с.
14. Трифонов В.Г. (ред.) Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8 млн. Объяснит. Записка / Под ред. В.Г. Трифонова. М.: ГИН РАН, 1987. 48 с.
15. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 243 с.
16. Шварев С.В., Николаева С.Б., Королева А.О. Морфологические проявления постледниковой сейсмической активности Имандра-Колвицкого активного разлома в Лувенгской очаговой зоне (Мурманская область) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. Т. 18. С. 425–429.
17. Шварев С.В., Бондарь И.В., Гуринов А.Л., Королева А.О., Луговой Н.Н., Яковенко А.К. // Комплексные исследования тектонических деформаций в зоне Имандра-Колвицкого активизированного разлома (Кольский полуостров // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2024. Т. 21. С. 259–268.
18. Шварев С.В., Николаева С.Б., Бондарь И.В., Королева А.О., Комаров А.О. Морфотектоника Имандра-Колвицкого разлома и параметры очаговой зоны палеоземлетрясений в Лувенгских Тундрах (Кольский полуостров) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2024. Т. 51. № 2. С. 74–101.
19. Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А. Сейсмотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2007. № 4. С. 44–48.
20. Zelenin E., Bachmanov D., Garipova S., Trifonov V., Kozhurin A. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the

П.А. Шестаков¹, А.Ю. Казанский², А.В. Тевелев^{1,3}

Петромагнитный анализ гранитоидов Чекинского и Чилектинского массивов Магнитогорской зоны Южного Урала

В целях изучения процессов формирования и тектонических обстановок формирования магматических горных массивов Южного Урала проведены сравнительные петромагнитные исследования двух массивов Магнитогорской мегазоны – Чекинского и Чилектинского. Чекинский массив находится в Центральной Магнитогорской подзоне, имеет размеры $6.5 \times 1-2$ км и вытянут меридионально. Массив в основном представлен третьей фазой малочекинского комплекса (раннекаменноугольный возраст) [2]. Чилектинский полихронный массив расположен в Восточной Магнитогорской подзоне Южного Урала. Он имеет в плане форму меридионально вытянутой линзы размером 4×14 км. Массив сложен магматитами двух комплексов: средне-позднедевонского краснинского (2-я и 3-я фазы) и раннекаменноугольного куйбасовского (1-я и 2-я фазы) [1]. Обоим массивам отвечают интенсивные положительные аномалии магнитного поля (100–200 нТл), массивы ограничены разломами: Чекинский – с запада, а Чилектинский – с запада и востока.

На Чекинском массиве было отобрано 62 образца-цилиндра с 6 сайтов (точек) путем бурения. Коллекция Чилектинского массива составила 111 образцов с 11 сайтов. Петромагнитные исследования состояли из изучения анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) и анализа магнитной минералогии, включающего в себя термомангнитный анализ (интегральные и дифференциальные кривые) и коэрцитивную спектрометрию.

Величина магнитной восприимчивости Чекинского массива по сайтам в основном превышает $1000 \cdot 10^{-5}$ СИ, с минимальным значением в $200 \cdot 10^{-5}$ СИ и максимальным в $4009 \cdot 10^{-5}$ СИ. Среднее значение составляет $1733 \cdot 10^{-5}$ СИ. Аналогичные показатели для Чилектинского массива со-

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ ООО «Геопоиск», Челябинск, Россия

ставили: минимальное $415 \cdot 10^{-5}$ СИ, максимальное $5872 \cdot 10^{-5}$ СИ, среднее $2085 \cdot 10^{-5}$ СИ. Терромагнитный анализ (рис. 1) в комплексе с коэрцитивной спектрометрией показал, что магнетит в породах обоих массивов является основным магнитным минералом. Существенно меньшее распространение имеют гематит и гётит, которые встречаются не во всех об-

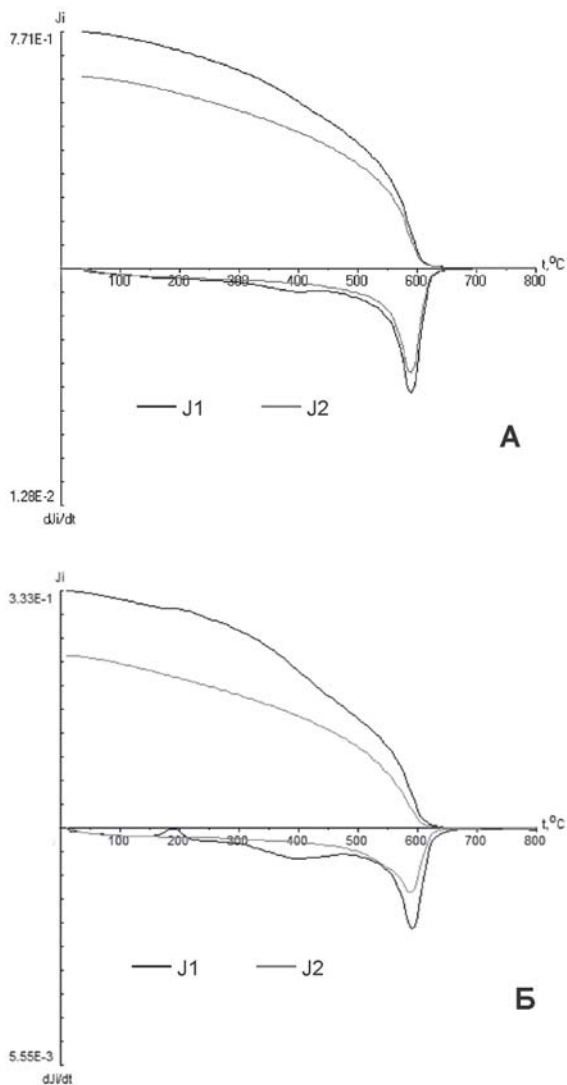


Рис. 1. Кривые терромагнитного анализа. А – сайт 22 Чилектинского массива. Б – сайт 701 Чекинского массива. J1 – первый нагрев, J2 – второй нагрев

разцах и имеют вторичную природу. Исследования доменного состояния согласно [3, 4] показали, что магнетит на обоих объектах представлен, в основном, псевдооднодоменными зернами. Таким образом, Чекинский и Чилектинский массивы не различаются по составу и концентрации магнитных зерен, но несколько отличаются по доменному состоянию магнитных зерен – у Чилектинского массива больше многодоменных зерен.

На основании ориентировки главных осей AMS (K_{max} , K_{int} , K_{min}) и формы эллипсоида AMS в первом приближении удалось оценить направление движения магматического расплава при формировании массивов (рис. 2). Для более простого по строению однофазного Чекинского массива

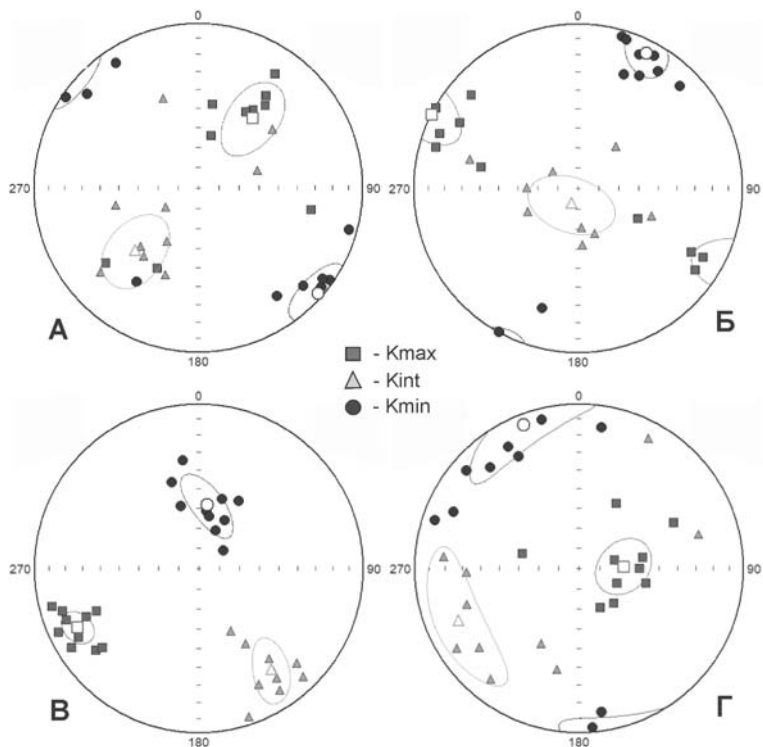


Рис. 2. Стереограммы распределения главных осей магнитной анизотропии после нагрева до 470–480°C. Проекция равноплощадная, система координат географическая.

Квадраты – максимальная ось, круги – минимальная ось, треугольники – средняя ось. Открытые соответствующие символы – средние направления осей, овалы – доверительные интервалы. А – сайт 701 Чекинского массива (шток). Б – сайт 19 Чилектинского массива (дайка). В – сайт 14 Чилектинского массива (растекание).

Г – сайт 16 Чилектинского массива (шток)

построена общая модель движения магмы для всего интрузива. Подъем магмы происходил по субвертикальным каналам, соответствующим плоскости, в которой располагаются максимальная и средняя оси эллипсоида AMS (рис. 2а). Элементы залегания данной плоскости, по которой поднималась магма: Аз. пр. – 36° , $\angle 72^\circ$. Такой азимут простирания отлично согласуется с ориентировкой разлома, который ограничивает массив и указывает на формирование массива в качестве магматического дуплекса.

Структура Чилектинского массива значительно сложнее, чем у Чекинского массива. Было изучено две фазы в куйбасовском и две фазы в краснинском комплексах. При рассмотрении ориентировки главных осей AMS определено направление движения магматического расплава во всех изученных комплексах и фазах массива. Показано, что становление массива имело сложный характер. Внедрение расплава происходило по субвертикальным и наклонным трещинам, формируя тела штоков (рис. 2б) и даек (рис. 2в). В более приповерхностных частях массива происходило растекание расплава преимущественно в субмеридиональном направлении (рис. 2г). Степень анизотропии во всех породах Чилектинского массива не превышает 6%, а параметр формы в среднем отвечает слабосплюснутой или слабовытянутой сфере, что позволяет предполагать отсутствие значительных деформаций после становления массива.

Таким образом на основании исследований анизотропии магнитной восприимчивости на двух интрузивных массивах с близкими характеристиками состава, параметрами магнитной восприимчивости, концентрациями магнитных минералов и, на первый взгляд, схожими условиями формирования выявлены значительные отличия в ориентировках течений магмы и морфологии подводящих каналов в процессе становления массивов. На Чекинском массиве ориентировка течения определялась тектоническим фактором, тогда как на Чилектинском массиве это влияние было слабым. Применение петромагнитных методов изучения гранитоидных массивов Южного Урала оказалось крайне эффективным для изучения тектонических обстановок их формирования.

Литература

1. Лисов А.С., Кваснюк Л.Н., Алексеева Г.А., Панюта В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист М-40-VI (Джуса). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 176 с.
2. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXXVI (Кваркено). Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 226 с.

3. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 13. P. 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X).

4. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. P. EPM 5-1-EPM 5-15.

Э.В. Шипилов¹

Мультиплюмовый магматизм Баренцевоморского региона

Представленные результаты, освещающие особенности распространения и формы проявления позднемезозойского базальтоидного магматизма в Баренцевоморском регионе, основаны на интерпретационном анализе комплекса геологических и геофизических данных. Они включают сейсмические разрезы региональных и рекогносцировочных исследований методом отраженных волн общей глубинной точки (МОВ ОГТ), которые интерпретировались с учетом магнитометрических и гравиметрических данных, а также материалов бурения на шельфе и островах Баренцевоморской континентальной окраины. Кроме того, использовались данные полевых наблюдений на архипелаге Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения абсолютного возраста базальтоидных образований.

Исходя из общерегиональной геологической ситуации и визуальной оценки на сейсмических разрезах самая многочисленная группа хаотических тел силлов в Восточно-Баренцевском мегабассейне (ВБМБ), отличающаяся разнообразием конфигураций форм проявления, фиксируется в сейсмостратиграфическом диапазоне комплексов пород от верхнепермско-триасового до нижнемелового. Тем не менее, магматические тела, если судить по скв. Нагурская (ЗФИ), присутствуют и в комплексах протерозойского фундамента, причем в значительно большем количестве, чем в осадочном чехле (рис. 1).

Вместе с тем, начиная с Лудловского поднятия и далее в Северо-Баренцевской впадине, концентрация пластовых тел силлов заметно нарастает, и появляются узкие колоннообразные волновые аномалии, ре-

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

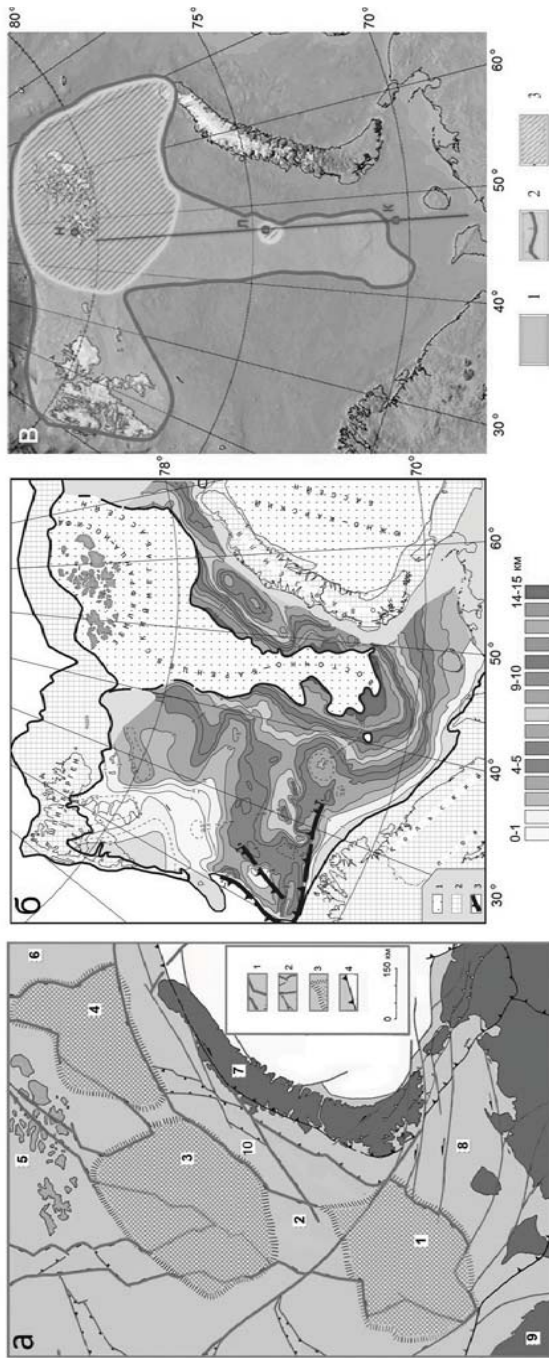


Рис. 1. Строение Баренцевоморской континентальной окраины.

а – Схема структурно-тектонических элементов востока Баренцевоморской континентальной окраины. 1 – границы троговой системы в основании осадочного чехла Восточно-Баренцевского мегабассейна, 2 – разломы различной кинематики, 3 – очертания границ бассейнов в составе мегабассейна, 4 – надвиги. Цифры на схеме: 1 – Южно-Баренцевский, 3 – Северо-Баренцевский, 4 – Св. Анны (Северо-Новоземельский); 2 – Лудловская поднятие (перемычка), 5 – массив Земли Франца-Иосифа, 6 – Карская (Северо-Карская) плита, 7 – Пайхойско-Новоземельский складчатый пояс, 8 – Печорская плита, 9 – Балтийский щит, 10 – Адмиралтейский горст.

б – структурная карта по поверхности (кровле) позднепалеозойских карбонатов (изогипсы отражающего горизонта Ia). 1 – область замещения карбонатов триггеными отложениями, 2 – области эрозии или отсутствия верхнепалеозойских карбонатов, 3 – положение бровки шельфа в раннем, среднем и позднем триасе.



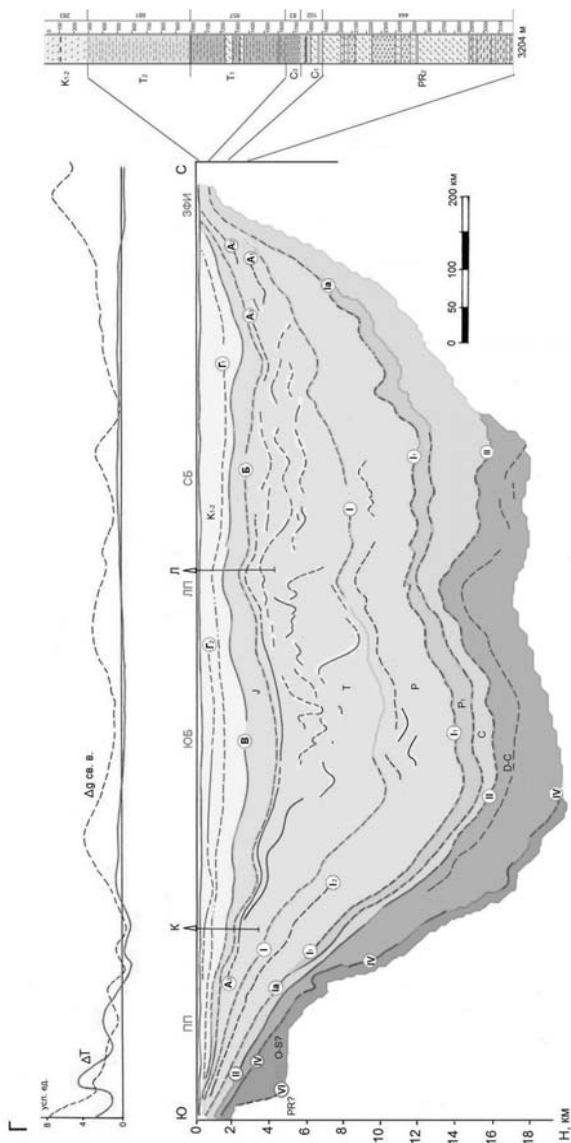


Рис. 1. Продолжение. в – ареал распространения позднемезозойских базальтоидных образований и положение линии разреза со скважинами (рис. г). Скважины: К – Куренцовская, Л – Лудловская, Н – Нагурская.

Л – площадное распространение интрузивного магматизма (преимущественно в виде силлов), 2 – контур магматического ареала, 3 – площадное распространение интрузивного магматизма в виде дайковых комплексов.

г – глубинная пликтивная модель строения сейсмогеологического разреза Восточно-Баренцевского мегабассейна по меридиональному профилю Печороморская плита – арх. Земля Франца-Иосифа и стратиграфические комплексы разреза скважины Нагурская (о. Земля Александры, арх. ЗФИ).

На сейсмогеологическом разрезе (положение на рис. в) буквами обозначены основные горизонты раздела осадочного чехла, пунктирные отрезки кривых – некоторые аномальные отражающие горизонты. ЛП – Печороморская плита, ЮБ – Южно-Баренцевский бассейн, ЛП – Лудловское поднятие, СБ – Северо-Баренцевский бассейн, ЗФИ – сводово-блоковое поднятие арх. Земля Франца-Иосифа

гистрируемые ниже динамичных отражающих горизонтов. Материалы сейсмических работ, аэромагнитных и гидромагнитных съемок позволяют предполагать, что эти зоны или колонны нарушения сейсмической записи, запечатленные в структуре аномального магнитного поля, связаны с дайками и подводящими каналами пластовых интрузивных образований. Столбообразные зоны потери корреляции осей синфазности при прослеживании от профиля к профилю адаптированы к разломам и протягиваются строго в северо-западном направлении в виде многочисленных эшелонированных звеньев, достигая длины около сотни километров. Сочетание многочисленных и разнообразных по типу проявления пластовых магматогенных тел, дайковых образований и подводящих каналов позволяют говорить о некоторых чертах сходства Лудловского поднятия (перемычки), разделяющего Южно- и Северо-Баренцевский бассейны, и сводово-блокового поднятия ЗФИ.

В региональном плане ареал силлов занимает централизованную полосу мегабассейна, придерживаясь его депоцентра и расширяясь к архипелагу ЗФИ. Таким образом, площадное распространение силлов как бы повторяет конфигурацию лежащей в основании мегабассейна троговой системы. Наибольшее количество пластовых тел базальтоидов по данным сейсморазведочных разрезов отмечается в районе Лудловского поднятия и далее по направлению к ЗФИ. Интересно отметить, что, несмотря на значительные различия в строении, тектонической позиции и истории преобразования литосферы Восточно-Баренцевского мегабассейна и Центрально-Шпицбергенского бассейна, пластовые тела силлов в последнем по сейсмическим и буровым данным фиксируются в разрезах практически на тех же сейсмостратиграфических уровнях, приуроченных к триасу [5]. Положение силлов подтверждено скважиной Лудловская (рис. 1), прошедшей группу верхних интрузий базальтовых пород в среднем триасе. Возраст силлов, пробуренных этой скважиной, по К-Аг методу, составляет 131–139 млн лет (верхний силл) и 159 млн лет (нижний силл) [2].

Однако, на сводово-блоковом поднятии ЗФИ, в отличие от Шпицбергена, позднемезозойский магматизм установлен во всех его возможных формах [1]. Здесь многочисленные дайки, покровы и силлы зафиксированы в обнажениях и вскрыты бурением параметрических скважин. Кроме того, встречаются и штоки, наиболее представительным примером которых является скала Рубини (о. Гукера). Следует отметить, что особенностью структуры аномального магнитного поля ЗФИ является полосовой характер СЗ ориентировки, отображающий многочисленные тела даек базальтоидов, насыщающих разрез поднятия ЗФИ, выходы которых в ряде случаев запечатлены в рельефе островов и на космоснимках. Наибольшее количество даек установлено на о-вах Хейса, Земля Вильчека, Грэм-Белл,

а единичные их проявления отмечены на о-вах Земля Александры, Галля и др. Поэтому, вероятнее всего, в аномальном магнитном поле зафиксированы и многочисленные подводящие магматические каналы, поставлявшие расплавы для значительно более распространенных и преобладающих по площади силлов и покровов, бронирующих разрезы отложений ряда островов архипелага и прилегающих шельфовых районов.

Проведенные исследования показывают, что в общей сложности позднемезозойский базальтоидный магматизм востока Баренцевоморской континентальной окраины развивался в течение трех основных, неравнозначных по длительности и интенсивности, этапов активизации. Об этом позволяют судить три группы сближенных значений итоговых возрастов базальтоидных образований на арх. ЗФИ. Они укладываются в следующие основные временные интервалы: первый – 196.5 ± 6.3 – 189.1 ± 11.4 млн лет (ранняя юра: геттанген–плинсбах), второй – 158.4 ± 5.4 – 152.6 ± 14.5 млн лет (поздняя юра: оксфорд–кимеридж, третий – 138.1 ± 2.6 – 125.2 ± 5.5 млн лет (ранний мел: валанжин–баррем–апт) [3, 4, 6, 7].

Представляется, что наиболее ранние (юрские) проявления магматизма были связаны с разломами северо-восточного простирания согласованными с общей структурой протяженной троговой системы ВБМБ (рис. 1). Скорее всего, в это время доминировали силлы, а на ЗФИ (о-ва Земля Александры, Гукера) еще и синхронные с ними покровы.

Определения абсолютного возраста магматических образований свидетельствуют, что покровные магматические комплексы в рассматриваемом районе архипелага возникали неоднократно. На о-ве Хейса возраст покрова составляет 128.8 ± 12.1 млн лет. Наиболее молодой покровный комплекс о-ва Земля Александры образовался в интервале 131.2 ± 5.9 – 135 ± 4 млн лет. На побережье бухты Тихой (о. Земля Александры) в обнажении базальтоидов среднего покрова возраст составляет 156.5 ± 5.3 млн лет. Особый интерес представляют раннеюрские покровные образования (о-ва Земля Александры, Гукера – 196.5 ± 6.3 – 189.1 ± 11.4 млн лет). Если судить по структуре аномального магнитного поля всего сводово-блокового поднятия ЗФИ их ареал занимает не только северо-западную островную окраину архипелага, но в основном базируется на прилегающем с севера шельфе. Ареал этих образований, в результате суммарного эффекта наложенности и переслаивания силлов и покровов (мощность последних может достигать нескольких сотен метров), отмечается наиболее высокими положительными значениями магнитных аномалий. Дайки и покровы мелового возраста завершают позднемезозойский цикл магматической деятельности на архипелаге, накладываясь на более ранние проявления. В качестве примера многофазной локализации различных форм магмопроявлений от раннеюрских до позднеюрских и меловых можно привести о. Земля Александры с прилегающими районами (рис. 2). Здесь зафик-



Рис. 2. Пример сонахождения различных и разновозрастных форм магмопроявлений: верхний покровный комплекс о. Земля Александрв (131–134 млн лет) с внедренной дайкой (фото Э.В. Шипилова)

сированы три разновозрастных покрова, меловые дайки, а скважиной вскрыты многочисленные тела силлов.

Интересно отметить, что даек юрского возраста и северо-восточного простирания на ЗФИ не установлено.

Таким образом, обнаруживается ряд районов, где локализованы различные формы проявления магматизма с возрастом от раннеюрского и, заканчивая апт-альбским, что подразумевает многофазное массивированное поступление дериватов базальтового расплава из крупномасштабной подлитосферной магматической системы. Судя по всему, значительная часть базальтовых расплавов осталась под литосферой и в консолидированной коре в виде разномасштабных интрузивных тел.

Все изложенное, учитывая многофазность и вместе с тем постоянство пространственной концентрации проявлений магматизма (арх. ЗФИ), широкий ряд разновозрастных интрузивных и вулканических комплексов, по мнению автора, позволяет охарактеризовать эти магматогенные события как *результат деятельности мультиплюма*. Этот мультиплюм возник и функционировал в юрско-меловое время в процессе подъема Баренцевско-Амеразийского суперплюма, положившего начало процессам океанообразования в Арктике [4, 6, 8]. А Баренцевоморский мульти-

плум, судя по всему, являлся одним из многочисленных его ответвлений в Арктическом регионе.

Литература

1. *Дибнер В.Д.* Государственная Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000. Лист U-T-38,39,40,41 (Земля Франца-Иосифа). М.: Картографическая фабрика Госгеолтехиздата Министерства геологии и охраны недр СССР. 1957.

2. *Комарницкий В.М., Шипилов Э.В.* Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // Докл. РАН. 1991. Т. 320. № 5. С. 1203–1206.

3. *Шипилов Э.В.* Геодинамическая интерпретация юрско-мелового базальтоидного магматизма Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа в контексте эволюции Арктического океана // Комплексные исследования природы Шпицбергена. 200. Вып. 4. С. 176–187.

4. *Шипилов Э.В.* Плюмовый магматизм в геодинамической эволюции Американо-Азиатского бассейна // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2016. С. 399–410.

5. *Шипилов Э.В.* К характеристике раннемелового платобазальтового магматизма Шпицбергена (Земля Норденшельда) // Тр. Кольского науч. центра РАН. 2023. Т. 2. № 2. Сер. Естественные и гуманитарные науки. С. 104–118.

6. *Шипилов Э.В.* Геодинамика пространственно-временного взаимодействия Баренцево-Американо-Азиатского суперплюма с литосферой // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2016. С. 311–317.

7. *Шипилов Э.В., Карякин Ю. В.* Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраста // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376–382.

8. *Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г.* Баренцево-Американо-Азиатский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369–372.

Тектоника происхождения Беломорского подвижного пояса (С-В Балтийского щита) и беломорских эклогитов

Термин «подвижные, или мобильные, пояса» широко используется в литературе для описания высоко-метаморфизованных и многократно деформированных докембрийских пород. Такие пояса описываются как высоко-метаморфические гранулито-гнейсовые и противопоставляются низко-метаморфизованным гранит-зеленокаменным областям. Их происхождение остается острой проблемой, попытка решения которой в основном сводится к постулату о том, что подвижные пояса являются глубоко эродированными орогеническими постройками, верхние горизонты которых бесследно исчезли в пост-орогенической истории. Второй постулат базируется на утверждении, что в раннем докембрии доминировал высокий тепловой поток, ответственный за широкое распространение высоко-метаморфических пород в раннем докембрии. Это утверждение применяется в качестве определяющего параметра в популярных ныне численных моделях «теплых, горячих и ультра-горячих» условий субдукции и орогенеза ранней Земли [1–3]. Однако хорошо известно, что раннедокембрийские кратоны, включая Карельский кратон, подстилаются мощными, 250–300 км, алмазонасными киями холодной субконтинентальной деплетированной мантии. Периферическое окаймление Карельского кратона обнаруживает заметное уменьшение мощности литосферы до (220–200 км), где происходит смена низкоградного метаморфизма на высокоградный, а ТТГ плутоны сменяются серыми гнейсами беломорского комплекса, которые занимают более 80% площади обнажений (рис. 1).

Беломорский мобильный пояс (БМП) в тектонике Балтийского щита представляется уникальной природной лабораторией для исследований закономерностей тектоники раннедокембрийского орогенеза. Уникальной его чертой является обнаружение здесь блоков сильно ретроградно измененных эклогитов (ретроэклогитов), погруженных в матрикс мезо- и неогарнейских ТТГ гнейсов. Первая находка ретроэклогитов и результаты их датирования [4] породили всплеск огромного интереса к исследованию этого феномена. К настоящему времени опубликованы многие десятки как российских, так зарубежных работ на тему их происхождения и датирования, которые в основном опираются на петрологические расчеты вероятных термодинамических равновесий минеральных фаз. На этом основании были сделаны выводы об орогеническом происхождении экло-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

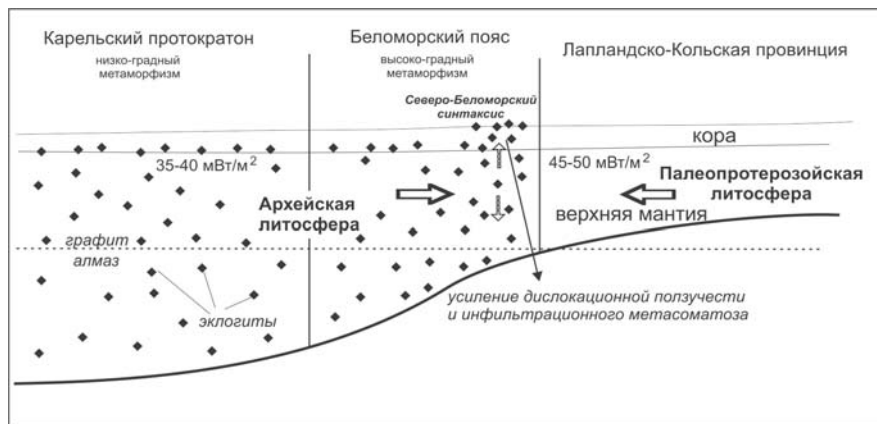


Рис. 1. Модель формирования Беломорского подвижного пояса и его эклогитов в результате Лапландско-Кольского компрессионного орогенеза

гитов связанном с либо архейской, либо палеопротерозойской субдукцией океанической коры. Таким образом, в работах такого рода метаморфизм представляется главной причиной орогенического тектогенеза, а не наоборот, т.е. следствием последнего.

В настоящее время БПП рассматривается в качестве форланда Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО), который возник в результате субдукции океанической коры с последующей коллизией палеопротерозойской нижней Лапландско-Кольской плиты и архейской верхней Карельской плиты около 1.92–1.90 млрд лет тому назад. При этом предполагается, что в процессе коллизии произошло орогеническое удвоение мощности земной коры с дальнейшей ее эрозией и выведением на поверхность глубинных горизонтов архейской коры Карельской плиты [5]. С этой гипотезой связано широко распространенное представление о палеопротерозойском возрасте беломорских эклогитов, как производных субдукции океанической коры того времени.

Однако лито-стратиграфическая корреляция ювенильных осадочно-вулканогенных разрезов людиковия (2050–1900 млн лет) Кольской нижней плиты (Печенга, Имандро-Варзуга) и Центрально-Лапландского зеленокаменного пояса Карельской верхней плиты (группа Кинтилья) показывает полную их идентичность, которая обнаруживается и в широко известных рифтогенных офиолитах Йормуа на западном фланге Карельского кратона. Кроме того, в Кольской плите отсутствуют свидетельства существования в людиковии островодужных комплексов, а широкое распространение имеют расплавы пироксенитовой мантии двух типов: 1) кремнезем-дефицитные нефелин-нормативные ($\text{SiO}_2 = 37\text{--}53$ вес.%) и 2) $\text{SiO}_2 = 55\text{--}$

65% с высокими значениями $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, TiO_2 . Пироксенитовая мантия обладает заметно большей плотностью в сравнении с гарцбургитовой мантией Карельского кратона, что могло привести к гравитационному коллапсу на границе Кольской и Карельской плит, но не к инициации субдукционного режима.

Анализ сейсмического профиля 1-ЕВ вкрест простирания ЛКО не демонстрирует каких-либо признаков detachment и его производных не наблюдается ни в области архейской литосферы БПП Карельского кратона, ни в области палеопротерозойской литосферы Кольской плиты. Принципиально важно отметить, что данные петрологических оценок P – T -параметров эклогитов Узкой и Широкой Салмы, через которых проходит профиль 1-ЕВ совпадает с P – T -оценками нижнекоровых ксенолитов эклогитов и гранатовых гранулитов из верхнедевонской трубки взрыва острова Еловый в районе г. Кандалакши; в обоих случаях – $P \sim 12$ – 14 кбар, $T \sim 700$ – 750 °С. Учитывая то, что мощность коры в настоящее время составляет ~ 45 км, возникает естественный вопрос о литостатическом давлении, которое априори применяется при петрологических расчетах вероятных термодинамических равновесий минеральных фаз эклогитов.

Важнейшим тектоническим фактором для решения проблемы происхождения беломорских эклогитов является их расположение в структуре БПП. Подавляющее количество блоков ретроэклогитов находится в области Северо-Беломорского синтаксиса, где резко меняется региональное простирание структуры БПП с субмеридианального на субширотное. В тектонофизике появление тектонических синтаксисов связывается с ортогональным сжатием, которое ответственно за складчатость корового масштаба как результата орогенического сокращения литосферы [6]. Тектонофизическое моделирование условий орогенеза в раннедевонской литосфере также предоставляет важную информацию для понимания механизма тектогенеза БПП. Наиболее значимыми, влияющими на тектонику палеопротерозойского орогенеза, являются температура на границе кора–мантия и скорость конвергенции на границе конвергентных плит. Незначительное повышение температуры на 50 К, приводит к увеличению значений дислокационной ползучести на 25%, а уменьшение скорости конвергенции до 2 мм/год на 40% [7]. Для БПП установлено, что выведение на верхнекоровый уровень эклогит-серогнейсового меланжа происходило медленно, минимум 50 млн лет [8], что указывает на длительный период дивиаторной напряженности коры БПП, приведший к флексуризации литосферы и формированию выпученного форланда (fore-bulging).

Тектоническое давление в орогенической коре приводит не только к ее масштабной эксгумации, но и активизации флюидной фазы за счет уплотнения минеральной среды, миграция которой может осуществляться не только к поверхности, но и вглубь коры [9]. Это указывает на то,

тектоническое давление является триггером для возникновения открытой изотопно-геохимической системы в коре, инициируя процессы глубинного метасоматоза, и в частности локальной палеопротерозойской эклогитизации, известной в БПП [10].

Известно, что эклогиты в архейской сублитосферной мантии Балтийского щита, как и других кратонах Мира, присутствуют в значительных количествах, но единственным способом их доставки являются кимберлитовые и лампроитовые трубки взрыва. Однако беломорские ретроэклогиты представляют собой уникальное явление, указывающее на возможность их выведения на поверхность механизмом компрессионного сжатия литосферы в условиях длительной дислокационной ползучести орогенической коры, т.е. ее деформации без изменения объема тела (см. рис. 1).

Регистрационный номер госзадания № 123032400061-6

Литература

1. Sizova E., Gerya T., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 522–545.
2. Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A. Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 572–586.
3. Brown M., Johnson T. Metamorphism and the evolution of subduction on Earth // *Am. Mineral*. 2019. V. 104. P. 1065–1082.
4. Володичев О.И., Слабунув А.И., Бибикова Е.В., Коников А.Н. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // *Петрология*. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
5. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Gee D.G., Stephenson R.A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics* // *Geol. Soc. London, Memoirs*. 2006. P. 561–578.
6. Burg J-P., Davy P., Martinod J. Shortening of analogue models of the continental lithosphere: new hypothesis for the formation of the Tibetan plateau // *Tectonics*. 1994. V. 13. N 2. P. 475–483.
7. Brown C.D. Thermal controls on flexure of underthrust continental lithosphere // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 146. P. 813–826.
8. Bibikova E.V., Skiöld T., Bogdanova S.V., Gorbachev R., Slabunov A. Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // *Precambrian Res.* 2001. V. 105. P. 315–330.
9. Connolly J.A.D., Podladchikov Y.Y. Fluid flow in compressive tectonic settings: Implications for midcrustal seismic reflectors and downward fluid migration // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2004. V. 109. B04201

Казахстанский ороклин: что нового в понимании?

С конца 1980-х гг. в интерпретации сложной тектоники Центрального Казахстана постепенно основной стала концепция ороклина, который оказался крупнейшим в мире. Его конфигурация давно наиболее очевидно выявлялась в центральной (ядерной) части по очертаниям позднепалеозойской Балхаш-Илийской и среднепалеозойской (девонской) магматических дуг (рис. 1), которые несогласно перекрывают раннепалеозойские террейны. Внешняя граница ороклина реконструируется по конфигурации сутур Южного Гиссара, Главного Уральского разлома его аналогов под Западно-Сибирским осадочным бассейном. Порфиоровые, колчеданные и орогенные месторождения этого возраста хорошо вписываются в ороклинную конфигурацию магматических фронтов. Прогрессирующее во времени сжатие ороклина при сутурировании междуговых бассейнов и мигрирующем в юго-восточном (к его современному ядру) направлении фронте надсубдукционного магматизма ядерной части в течение палеозоя подтверждено, в том числе, и палеомагнитными данными.

Наличие смежных средне- и позднепалеозойских ороклинов к северо-востоку от Казахского нагорья хорошо доказано в соседней Алтае-Саянской области, а практически изоклиальный ороклин может быть намечен и в расположенном между ними Иртыш-Зайсанском орогене (рис. 1).

Менее ясной является интерпретация ороклинной конфигурации раннепалеозойских и докембрийских террейнов Центрального Казахстана, которая, в том числе и мной, многократно пересматривалась при получении новых данных. Представленная на рис. 2 обновленная модель для раннепалеозойских и докембрийских террейнов учитывает и некоторые металлогенические аспекты.

Ключевыми для данной интерпретации являются как интерпретация положения магматических фронтов раннепалеозойских островодужных

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

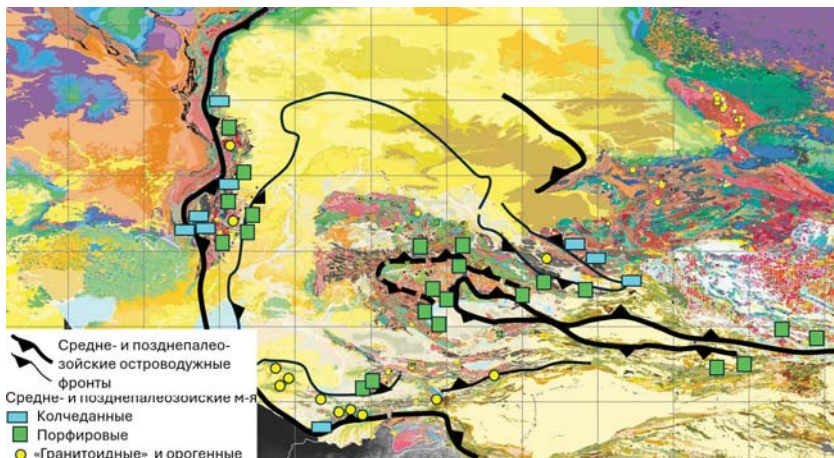


Рис. 1.

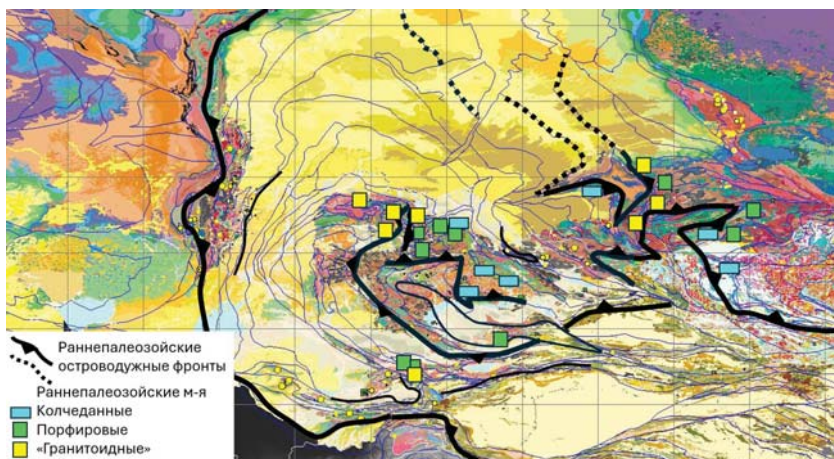


Рис. 2.

террейнов, так и раннепалеозойских офиолитов в разделяющих их между-
 дуговых сутурах и в аккреционных террейнах Джунгаро-Балхашской обла-
 сти. В последней они могут интерпретироваться как фронтальные над-
 субдукционные, формировавшиеся с раннего кембрия.

Раннепалеозойские междуговые сутуры являются фрагментарными, но
 могут быть прослежены на севере Центрального Казахстана на 1000 км
 как между островодужными, так и между метаморфическими террейнами.
 Конфигурация раннепалеозойского магматического фронта реконструиру-

ется по его выходам из-под средне- и позднепалеозойских перекрывающих образований. Наиболее общепризнанным является магматический фронт в западной части Казахского ороклина, протягивающийся вдоль серии докембрийских метаморфических террейнов из Северного Тянь-Шаня в Северный Казахстан, где он реконструируется вдоль восточного фланга Степняка.

Его реконструкция в расположенных восточнее островодужных террейнах, где докембрийские метаморфические террейны почти отсутствуют, всегда представлялась более сложной и фрагментарной, что предусматривало, как следствие, наличие крупных раннепалеозойских сдвигов. В предлагаемой здесь модели предполагается, что магматический фронт на востоке Степняка практически изоклиinally разворачивается на юг и затем может быть прослежен субширотно вдоль южного фланга Байдаулет-Акбастауского островодужного террейна. Реконструируемое изоклиinallyное ороклинное замыкание в Северном Казахстане могло сформироваться при сминании в конце раннего палеозоя ювенильных островодужных террейнов востока Центрального Казахстана относительно их аналогов на западе, где присутствуют и докембрийские метаморфические террейны.

С такой интерпретацией увязывается и конфигурация раннепалеозойских фронтальных (по отношению к палео-океану) надсубдукционных аккреционных террейнов, которые могут быть прослежены из Северного Прибалхашья через Агадырскую зону в Тектурмасскую и далее на юг Центрального Казахстана. Между этими ветвями располагается докембрийский Актау-Моинтинский метаморфический террейн, который, как ранее было показано, был транслирован в северо-западном направлении с деформацией раннепалеозойских аккреционных террейнов вокруг него. Таким образом, все раннепалеозойские образования также имеют ороклинную, пусть и более сложную конфигурацию, чем в средне- и позднепалеозойских комплексах.

Раннепалеозойские порфировые месторождения присутствуют только на юго-западном и северо-восточном крыльях ороклина, где отсутствуют докембрийские метаморфические террейны или они невелики. Колчеданные месторождения присутствуют только на северо-восточном крыле ороклина в ювенильных островодужных террейнах. Раннепалеозойские орогенные и гранитоидные месторождения золота приурочены к замковой части Казахстанского ороклина.

Проводимое геохронологическое датирование раннепалеозойских рудных систем позволит протестировать предлагаемую тектоническую модель.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Акинин В.В., Прокопьев А.В.</i> Тектоническая эволюция Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России)	3
<i>Алексеев Д.В., Худoley А.К., Шевкунов А.Г., Куликова А.В., Айдаркулов Т.Н., Миннебаев К.Р.</i> Позднеэдиакарские ~555–540 млн лет ледниковые диамиктиты байконурской свиты Срединного Тянь-Шаня (Восточный Кыргызстан): обоснование возраста по результатам U-Pb датирования обломочных цирконов	7
<i>Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Таринов В.Ю., Кондратенко А.М., Мусин А.В., Усиков В.С.</i> Выделение сейсмической границы Мохо для хребта Гаккеля Евразийского бассейна Арктического океана	11
<i>Антонов В.А., Аухатов Я.Г.</i> Геодинамическая основа в системе прогнозных и поисковых критериев на парагенные комплексы полезных ископаемых	16
<i>Артюшков Е.В., Чехович П.А.</i> Сильная неоднородность погружения земной коры в Западно-Сибирском осадочном бассейне как результат больших вариаций поступления в нее поверхностно-активных флюидов из мантии	20
<i>Архипова Е.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д.</i> Синхронизация временных вариаций сейсмичности в различных геодинамических обстановках.....	23
<i>Астафьев Д.А.</i> Современные достижения в исследованиях бассейно- и нефтидогенеза во взаимосвязи с глубинной геодинамикой Земли	28
<i>Аухатов Я.Г.</i> Тектонические условия возникновения геотемпературных аномалий Южного Урала.....	33
<i>Бакирова С.А., Родина Е.А., Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Посаментьер Х.В.</i> История развития палеоцен-эоценовых карбонатов Американо-Евразийского бассейна по сейсмическим данным.....	37
<i>Балуев А.С., Брусиловский Ю.В.</i> Модель 2D глубинного строения земной коры Мезенской синеклизы по данным комплексного анализа геолого-геофизических данных по региональному профилю Кварц-2.....	41
<i>Барышев А.Н., Хачатрян Г.К.</i> Геодинамические особенности развития тектоники и минерализации древних платформ	46

<i>Барышев А.Н.</i> Тектонофизические и вулканические факторы развития космического тела Веста.....	50
<i>Бергаль-Кувикас О.В.</i> Геохимические характеристики лав конуса Зеленый в сравнении с моногенными шлаковыми конусами Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций, Камчатка	55
<i>Боголюбский В.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> Современная динамика и эволюция рифтовых зон Исландии	56
<i>Божко Н.А.</i> Паузы в глобальных проявлениях орогенической активности как отражение суперконтинентальной цикличности	60
<i>Булгакова Д.Д., Летникова Е.Ф., Иванов А.В.</i> Эпизод вулканизма в среднем ордовике Систигхемского прогиба Тувы (на примере отукдашской свиты)	64
<i>Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Семенова Д.В.</i> Кристаллогенезис и возраст цирконов из мафических включений	68
<i>Буслов М.М., Травин А.В., Зиндобрый В.Д.</i> Венд-палеозойская тектоника и геодинамика Обь-Зайсанской, Алтае-Саянской и Джунгарской складчатых областей.....	72
<i>Ватрушкина Е.В., Костылева В.В., Тучкова М.И., Лучицкая М.В.</i> Возраст и состав терригенных отложений, вмещающих золотоносную минерализацию на западе Чаунского субтеррейна (Центральная Чукотка)	76
<i>Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В.</i> Магнитные аномалии подводных гор северной части Восточно-Индийского хребта	81
<i>Вержбицкий В.Е., Мальшев Н.А., Васильева И.С., Новиков С.С., Бородулин А.А., Обметко В.В., Васильев В.Е., Колюбакин А.А., Комиссаров Д.К., Попова А.Б., Александрова Г.Н., Сулова А.А., Никишин А.М.</i> Основные этапы структурной эволюции шельфа Восточно-Сибирского моря (Российская Арктика).....	85
<i>Веселовский Р.В., Багдасарян Т.Э., Чистякова А.В., Кревсун Д.А.</i> Трековая термохронология как отражение тектоно-термальной эволюции фундамента древних платформ в фанерозое	95
<i>Ветров Е.В., Ветрова Н.И., Прошенкин А.И., Бирюкова Т.А.</i> Тектоническая эволюция Тувинского прогиба (северная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) по результатам U-Pb датирования циркона из терригенных комплексов	97

<i>Володина Е.А., Тевелев А.В., Борисенко А.А., Коптев Е.В.</i> Характер распределения детритовых цирконов из терригенных пород конца московского – начала ассельского ярусов Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральяского краевого прогиба – показатель пульсационного развития Уральского орогена	100
<i>Волосов А.С., Хромых С.В., Котлер П.Д.</i> Дайковые рои и их геодинамическая роль в различных структурно- формационных зонах Восточного Казахстана	105
<i>Ганелин А.В.</i> Состав и геодинамические обстановки формирования верхне- и нижнекоровых комплексов Калгынского (Уядинского) офиолитового массива (Северо-Восток Азии)	109
<i>Георгиевский Б.В., Ситар К.А.</i> Структура добычи углеводородов в XXI веке с позиции тектонической классификации нефтегазоносных бассейнов	113
<i>Гирин Р.Э., Гарецкий Р.Г., Грибик Я.Г.</i> Тектоника и геодинамика зоны сочленения Припятского и Днепровского прогибов	117
<i>Голионко Б.Г., Тевелев А.В., Шкурский Б.Б., Аверьянова А.С.</i> Мезоструктурные парагенезы и структурная эволюция южной части зоны распространения тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал)	121
<i>Голионко Б.Г., Бяков А.С., Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Хасанов И.М.</i> Необычные лежащие складки северного обрамления Балыгчанского блока Верхояно-Колымских мезозойд (Северо-Восток России)	126
<i>Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.</i> Цветочные структуры сдвигового типа в строении южной части предуральяского прогиба и их роль в локализации залежей нефти и газа	130
<i>Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Исакова Т.Н., Сагдеева Н.С.</i> Новые данные о строении шихана Куштау (Южный Урал)	135
<i>Гусев Н.И., Романова Л.Ю., Скублов С.Г.</i> U-Pb возраст и геохимические особенности циркона из рудовмещающего комплекса на золоторудном участке «Пологий» (Анабарский щит)	139
<i>Дворова А.В., Водовозов В.Ю., Буртман В.С.</i> Палеомагнетизм юрских образований южной окраины Лавразии (Северо-Западный Кавказ) и количественное ограничение палеотектонических реконструкций.....	145
<i>Демина Л.И., Промышлова М.Ю.</i> Гранито-гнейсовые купола Северо-Западного Таймыра и их значение для палеогеодинамики региона	148

<i>Денисова А.П., Мороз Е.А.</i> Палеодолинные комплексы как фактор флюидоразгрузки в западной части Карского шельфа.....	152
<i>Дисенов Р.Ж.</i> Дистанционное зондирование для изучения геоморфологических и тектонических процессов: современные возможности и направления развития.....	156
<i>Добролюбова К.О.</i> Двухтроговые трансформные разломы – особый тип межплитных границ, формирующихся, как результат наложения типичной сдвиговой кинематики на измененные вследствие плюмовой тектоники свойства среды	160
<i>Додонов К.С., Проскурнин В.Ф., Худолей А.К., Курапов М.Ю., Пензиева А.А.</i> Геологическое строение и кинематика перемещений вулканогенно-осадочной толщи острова Старокадомского (Архипелаг Северная Земля)	165
<i>Докукин П.А., Докукин П.А., Кафтан В.И., Мельников А.Ю.</i> Эволюция ДВС земной коры в районе острова Тайвань в связи с сейсмичностью 2014–2024 гг. (по данным ГНСС-наблюдений)	169
<i>Дорошкевич А.Г., Саватенков В.М., Избродин И.А., Прокопьев И.Р., Изох А.Э., Пономарчук А.В.</i> Щелочные комплексы юга Сибирского кратона: мантийные источники и геодинамический аспект	176
<i>Дронов А.В.</i> Мегасеквенции Саук и Типпеканоэ в чехле Сибирской платформы	180
<i>Егоров А.С., Грохотов Е.И., Шуклин И.А.</i> Особенности глубинного строения и генезис Восточно-Антарктической рифтовой системы	183
<i>Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Плюснина О.Е., Рылов Д.А., Дубенский А.С.</i> Корни мезоархейского Токко-Ханинского зеленокаменного пояса, Сибирский кратон: первые данные по Токкинской ветви.....	187
<i>Жарков А.Д., Правикова Н.В., Кортаев М.В., Чиждова Е.Р., Алешина К.Ф., Никишин А.М.</i> Модель строения чехла Канадского бассейна по данным акустических буев.....	191
<i>Жимулев Ф.И., Фидлер М.А., Котляров А.В., Новиков И.С.</i> Мезозойская тектоника Салаирского кряжа	194
<i>Журавлёв А.Н., Третьяков А.А., Каныгина Н.А., Третьякова К.А.</i> Докембрийские комплексы Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан).....	198

<i>Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Соловьев А.В.</i> Позднеплиоценовое– четвертичное (<2.7 млн лет) осадконакопление в Евразийском бассейне на примере интерпретации сейсмического профиля ARC1407A.....	203
<i>Захаров В.Г.</i> Районы оппозиций природных процессов на трассе Севморпути в арктических водах области Атлантико-Арктической рифтовой системы (ААРС).....	207
<i>Захаров В.С., Перчук А.Л., Геря Т.В., Еремин М.Д.</i> Влияние дискретной эклогитизации на стиль субдукции на разных этапах истории Земли: результаты численного моделирования	214
<i>Зубков М.Ю.</i> Связь тектоно-флюидогеодинимических процессов с нефтегазонасностью Западной Сибири	218
<i>Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Колесов К.К., Булгакова Д.Д.</i> Докембрийский сигнал в раннепалеозойских стратифицированных комплексах юга Тувинского сегмента ЦАСП.....	223
<i>Исаева Е.П., Ханчук А.И., Ватрушкина Е.В.</i> Массивы урало-алаянского типа Западной Чукотки.....	226
<i>Кальбергеренова В.Р., Мозар Дж., Макеев В.М.</i> Альпийская тектоника и геодинамика центральной части Северного Кавказа	230
<i>Каменев П.А., Маринин А.В., Лукманов А.Р.</i> О тектонофизической реконструкции напряжений Тонино-Анивского полуострова о. Сахалин.....	234
<i>Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г.</i> Хемостратиграфия позднедокембрийских карбонатных отложений Джунгарского террейна (Южный Казахстана).....	238
<i>Карякин Ю.В.</i> Раннемеловые дайковые комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа и их взаимоотношение с базальтовыми покровами	241
<i>Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М.</i> Модели геодинамического развития центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	246
<i>Козаков И.К., Диденко А.Н., Аносова М.О., Кирнозова Т.И.</i> Образование позднедокембрийских метаморфических поясов ЦАСП в ходе становления и распада суперконтинента Родиния	250
<i>Колесов К.К., Летникова Е.Ф., Иванов А.В.</i> Источники обломочного материала для позднедокембрийских тиллитов ранской свиты Большого Каратау: состав, возраст и реконструкции	253

<i>Колодяжный С.Ю., Махиня Е.И., Шалаева Е.А., Данцова К.И., Парфенов Г.Е.</i> Сдвиговые и тектоно-гравитационные структурные ансамбли области сочленения Центрального и Западного сегментов Большого Кавказа (Адыгейский сектор).....	256
<i>Корнеев А.А., Мячев С.Б., Пашков В.Г., Колмаков А.В.</i> Особенности тектонического строения Кюitingдинского грабена по результатам комплексной интерпретации потенциальных полей и современных сейсмических данных	262
<i>Кортаев М.В., Еришов А.В.</i> Трехмерное моделирование тепловой истории Прикаспийской впадины.....	265
<i>Корсаков А.В., Подугольникова Е.Е., Демин С.П., Михайленко Д.С., Чупин В.П., Одинаев Ш.А., Гадоев М.Л.</i> Строение литосферы в пределах Дункельдыкского комплекса (Восточный Памир) по данным изучения ксенолитов из трубки взрыва «Эклогитовая»	267
<i>Котлер П.Д., Дегтярев К.Е., Хромых С.В.</i> Формирование континентальной коры каледонских и герцинских складчатых областей Восточного Казахстана	272
<i>Котляров А.В., Симонов В.А., Яковлев А.В., Кирдяшкин А.А.</i> Глубинная модель магматических систем в районе тройного сочленения Буве, Южная Атлантика	275
<i>Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Лихоносова Т.И., Марусин В.В.</i> С-изотопные характеристики и корреляция вендских отложений Березовской впадины (юг Сибирской платформы).....	280
<i>Кузин А.М.</i> О природе сейсмических границ консолидированной коры	284
<i>Кузнецов Н.Б.</i> Возраст, тектонический тип и история формирования западного сегмента Крымско-Кавказского орогена и Индоло-Кубанского прогиба.....	291
<i>Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Дубенский А.С., Хубанов В.Б.</i> Мезопротерозой Енисейского кряжа: обстановка на предполагаемой окраине Сибирского палеоконтинента на временном интервале между формированием Нуны (Коламбии) и Родинии	294
<i>Куликова А.В., Котлер П.Д., Никашин К.И.</i> U-Pb возраст метаморфических пород Чарского меланжа (Восточный Казахстан).....	299
<i>Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л., Полякова Е.В.</i> Современный геодинамический режим севера Русской плиты (на примере Архангельской области).....	302

<i>Левкова Б.Д., Рязанцев А.В., Горожанин В.М., Травин А.В.</i> Среднерифейский возраст метасоматитов связанных с плюмовым магматизмом (Башкирский мегантиклинорий, Южный Урал).....	306
<i>Левшунова С.П., Горлов Д.А., Мизурский С.Ф., Роот Д.В.</i> Уран как показатель тектонической активности разломов Анабарской антеклизы	310
<i>Леднева Г.В., Сколотнев С.Г., Ерофеева К.Г., Окينا О.И.</i> Минералы вкрапленников раннемеловых вулканитов поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) как индикаторы условий кристаллизации и геодинамической обстановки магматизма	313
<i>Леонов М.Г.</i> «Объемная» структурно-тектоническая фрагментация земной коры на примере провинций ареального рифтинга	317
<i>Лермонтова А.С.</i> Образование структур второго порядка в процессе развития сдвиговой зоны с точки зрения математического моделирования.....	322
<i>Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М.</i> Термоплотностная 3D-модель конвекции для современной Земли и ее приложения к региональной тектонике	326
<i>Лубнина Н.В., Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Пейве А.А.</i> Петромагнитные свойства образцов магматических пород, драгированных в районе разломной зоны Чарли-Гиббс (Северная Атлантика)	330
<i>Лучицкая М.В., Ватрушкина Е.В.</i> Золоторудные системы восстановленных гранитоидных интрузий Чукотки, Аляски, Юкона: обзор представлений (возраст, тектоническая обстановка, модели формирования)	333
<i>Любинецкий В.Л., Иваненко А.Н., Веклич И.А.</i> Сравнительный анализ магнитной структуры гор Гницевича и Георгия Зимы в районе трога Кинг (Северная Атлантика)	342
<i>Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Соколов С.Ю., Турко Н.Н.</i> Разнообразие рельефа вулканических подводных гор в северо-восточной Атлантике	348
<i>Мамаджанов Ю.М., Ходжиев А.К., Аминов Дж.Х.</i> Тектоническая эволюция и магматические процессы в палеозойской истории Южно-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня.....	353
<i>Мануилова Е.А.</i> Геоморфологические признаки выявления новейших разрывов и их кинематики на примере юго-восточной части Горного Алтая.....	358

<i>Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю.</i> Результаты полевых тектонофизических исследований складчатой системы Западного Саяна.....	361
<i>Марков А.Н., Лукин В.В.</i> Гипотезы веерной, вращательной тектонической структуры Восточной Антарктиды и тектонического доледникового генезиса котловины озера Восток.....	365
<i>Матвеев М.А., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Ларьков А.С.</i> Особенности проявления динамической подвижки в зависимости от глубины и состава пород.....	370
<i>Махиня Е.И., Колодяжный С.Ю., Шалаева Е.А., Данцова К.И., Новикова А.С.</i> Мезоструктурные парагенезы в датском фрагменте Новороссийско-Анапского флиша (участок мыса Кадош – Новороссийско-Лазаревский синклиниорий, южный склон СЗ сегмента Большого Кавказа)	374
<i>Межеловская С.В., Ерофеева К.Г., Межеловский А.Д., Дубенский А.С.</i> Вещественный состав, геохимическая и геохронологическая характеристика диоритов Киричской структуры (Карельский кратон).....	378
<i>Милюкова А.Г., Скобленко А.В.</i> Особенности состава, строения и происхождения мантийных комплексов Тюлькуламского массива Северо-Балхашской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан)	381
<i>Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.</i> Модель формирования напряжённого состояния верхней коры Центрально-Азиатского складчатого пояса за счёт палеозойского-мезозойского магматизма	386
<i>Низовцев В.В.</i> Приливы на Земле и гравитация в солнечной системе	389
<i>Никишин А.М., Алёшина К.Ф., Родина Е.А., Чижова Е.Р., Вержбицкий В.Е., Мальшев Н.А., Татаринов В.Ю., Фоулджер Дж.Р.</i> Новая модель истории формирования Арктического океана на основе синтеза геолого-геофизических данных России и других стран.....	394
<i>Носкова Е.С., Мигурский Ф.А., Агафонова Г.В., Константинова Ю.С., Соколова Н.Е.</i> Строение рифейских прогибов Сибирской платформы в связи с нефтегазоносностью.....	399
<i>Нуртаев Б.С., Цай О.Г.</i> Связь разломов с магматизмом (Срединный, Южный Тянь-Шань и прилегающие территории)	405
<i>Павловская Е.А., Худолей А.К., Рух Й.Б., Мальшев С.В.</i> Структурная эволюция, реконструкция полей напряжений и U-Pb датирование кальцита из Майско-Кыллахской зоны (Южно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса).....	409

<i>Палечек Т.Н., Моисеев А.В.</i> Тектоно-стратиграфические комплексы юры – нижнего мела Коряжского сегмента Тихоокеанского пояса: данные микрофаунистического датирования	413
<i>Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Пейве А.А., Меркурьев С.А.</i> Особенности строения приосевой части Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Чарли-Гиббс и Максвелл по магнитным данным	419
<i>Параничева А.В., Исаева Е.П.</i> Результаты специализированных полевых геологических работ в западной части Амгуэмской зоны сдвиговых дислокаций	424
<i>Патина И.С., Фомина В.В., Ткачева А.А.</i> Сейсмостратиграфический подход к палеогеографическим реконструкциям на примере соленовского кризиса раннего олигоцена в Восточном Паратетисе	427
<i>Пенкина В.А., Котлер П.Д., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А.</i> Силурийский этап развития северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента: состав, возраст и обстановка формирования вулканических и вулканогенно-осадочных пород	430
<i>Перфилова А.А., Сафонова И.Ю., Бискэ Г.С., Конопелько Д.Л.</i> Реконструкция областей сноса эдиакарских и среднепалеозойских обломочных пород Узбекского и Киргизского Южного Тянь-Шаня	433
<i>Перчук А.Л., Захаров В.С., Геря Т.В.</i> Субдукция и рециклинг H ₂ O в мантии на разных стадиях развития Земли	437
<i>Петракова М.Е., Кузнецов А.Б., Балтыбаев Ш.К., Саватенков В.М., Терентьев Р.А., Савко К.А.</i> Гетерогенность источников в петрогенезисе гранитоидных батолитов поздне- и постколлизийных обстановок на примере Хохольско-Репьёвского батолита Волго-Донского орогена	439
<i>Петрова М.Н., Петров С.Ю.</i> Геодинамические обстановки и возраст формирования магматических комплексов Балыгычано-Сугойского прогиба (Северо-Восток РФ)	444
<i>Полецук А.В., Зыков Д.С., Котов Ф.С.</i> К проблеме происхождения дислокаций в рыхлых песчаных отложениях Онежской структуры Балтийского щита	449
<i>Ползунов Г.О., Акинин В.В.</i> Фрагмент офиолитового комплекса на арктическом побережье Чукотки	453
<i>Попков В.И., Попков И.В.</i> Тектонические дислокации Бузачинского полуострова (запад Туранской плиты)	455

<i>Пржиялговский Е.С., Кузнецов А.Б., Лаврушина Е.В., Журавлева Н.Д.</i> Структурная и хемотратиграфическая корреляция разрезов нижнепермских осадочных комплексов в зоне «передовых складок» Южного Урала	459
<i>Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шпикерман В.И., Васильев Д.А., Брусницына Е.А., Стокли Д.</i> Докембрий Приколымского и юго-восточного фланга Омuleвского террейнов Верхояно-Колымского орогена: реконструкция питающих провинций и деформации	462
<i>Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г.</i> Петрологические особенности генезиса и факторы рудоносности щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и его обрамления	465
<i>Пузик А.Ю., Аносова М.О., Суслов С.Б.</i> U-Pb датирование по циркону из риолитов федотовской свиты Каменногорского антиклинория Западного Урала	470
<i>Пушкарев Е.В.</i> Фрагменты интрузий Урало-Аляскинского типа в докембрийских блоках Урала: геологические следствия	474
<i>Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.</i> Роль местных источников сноса при формировании базальных отложений верхнего рифея Приполярного Урала	478
<i>Ребецкий Ю.Л., Войтенко В.Н., Мягков Д.С.</i> Тектонофизика магматизма Норильского района	482
<i>Родина Е.А., Никишин А.М., Алёшина К.Ф.</i> Тектоническая позиция вулканических построек в Арктическом океане	488
<i>Романюк Т.В.</i> Плиоценовая деламинация литосферного фрагмента под центральной частью Кавказа	493
<i>Рысакова М.А.</i> Одномерное моделирование истории погружения, прогрева и нефтегазогенерации Магаданского шельфа Охотского моря по данным скважины Магаданская-1	498
<i>Рязанцев А.В., Левкова Б.Д.</i> Гранатовые и корундовые метаморфические породы в Сакмарских и Кракинских аллохтонах на Южном Урале: данные о возрасте.....	500
<i>Савко К.А., Самсонов А.В.</i> Палеопротерозойская кислая крупная изверженная провинция Сарматии: масштабы и геодинамические интерпретации	505
<i>Самсонов А.В., Хашимова Ю.В.</i> Тектоническая и геологическая карты Сибирского кратона: Достижения, проблемы и пути их решения	510
<i>Сидоров Д.А.</i> О северо-восточной границе Северо-Казахстанских каледонид в фундаменте Западно-Сибирской плиты в связи с проблемой нефтегазоносности палеозоя	513

<i>Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б., Гладкочуб Е.А., Брянский Н.В., Иванов А.В.</i> Опыт локального датирования жильного кальцита из тектонически активных зон	517
<i>Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Иваненко А.Н., Боголюбский В.А., Веклич И.А., Чамов Н.П., Добролюбов В.Н., Денисова А.П., Патина И.С., Любинецкий В.Л., Докашенко С.А., Ткачева А.А., Илюхина Д.М., Фомина В.В.</i> Строение и происхождение трога Кинг (восточный фланг САХ в Северной Атлантике).....	519
<i>Соколов С.Д., Тучкова М.И.</i> Северо-Чукотский бассейн: сейсмокомплексы и геология	524
<i>Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Абрамова А.С.</i> Пульсации активности плюмов во времени и пространстве и наложенный на океаническую литосферу магматизм.....	528
<i>Стафеев А.Н., Воронин М.Е., Ступакова А.В., Сулова А.А., Сауткин Р.С.</i> Тектонические условия формирования нижнеюрских отложений Восточного Предкавказья	533
<i>Степанов А.С.</i> Тектонические условия генерации гранитов А-типа на основании глобального обобщения геохимии ультра-высокотемпературных (УНТ) реститовых пород	537
<i>Стогний Г.А., Стогний В.В.</i> Байкало-Вилуйский палеопротерозойский пояс – Транссибирская золотоконтролирующая структура	540
<i>Сусликова О.И., Сычев С.Н., Кудрявцев И.В.</i> Структурный анализ комплексов Южно-Аннуйской сутурной зоны и ее обрамления в районе опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ (Северо-Восток России).....	543
<i>Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Стифеева М.В., Кервинен А.В.</i> Высокотемпературная термохронология пород Беломорской провинции и Лапландско-Кольского коллизийного орогена: различия в скорости остывания в палеопротерозое	548
<i>Суханова Т.В., Макарова Н.В., Пикулик Е.А., Makeев В.М.</i> Новейший Уральский ороген – тектоника и геодинамика	551
<i>Сычев С.Н., Брусницына Е.А., Лебедева О.Ю.</i> Источники сноса и возраст терригенно-вулканогенных пород внутренней зоны Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток России)	555
<i>Тверитинова Т.Ю., Никитин М.Ю., Галушкин И.В.</i> Динамика развития вулканизма Лусонской островной дуги (Филиппины)	559

<i>Тевелев А.В., Левченко О.В., Маринова Ю.Г., Юцис В.В.</i> Локальная зона правсдвиговой транспрессии в Центрально-Индийской котловине.....	563
<i>Терехов Е.Н., Макеев А.Б.</i> Корундовая минерализация в Лапландско-Беломорском подвижном поясе и роль гигантских гранатов с эффектом астеризма для понимания геодинамической обстановки её формирования (Балтийский щит).....	568
<i>Тихомиров П.Л., Гульпа И.В., Гульпа М.С.</i> Юрско-раннемеловой субдукционный магматический пояс окраины Чукотского микроконтинента: результаты U-Pb датирования цирконов.....	572
<i>Толмачева Т.Ю., Эрдэнэжаргал Ч., Ууганцэцэг Б., Ариунчимэг Я.</i> Новые данные по конодонтам ордовика Монголии: вклад в палеогеографию региона.....	577
<i>Трапезников Д.Е.</i> Соляная тектоника: краткая история и перспективы развития	581
<i>Трифонов В.Г., Бачманов Д.М.</i> Сопоставление мезозойско- палеогеновых офиолитов и активных разломов в Альпийско-Гималайском поясе.....	585
<i>Тучкова М.И., Ватрушкина Е.В., Соколов С.Д.</i> Гравитационные песчаники мезозойских отложений Западной Чукотки как отражение тектонических событий в питающих провинциях (Северо-Восток России).....	589
<i>Уляшева Н.С.</i> Эволюция харбейского гнейсо-амфиболитового комплекса (Полярный Урал) по результатам минералогических и изотопно-геохронологических исследований	592
<i>Устинова В.В., Степанова А.В.</i> Состав, корреляции и условия формирования умеренно-магнезиальных толеитов в Заонежском магматическом комплексе Онежской структуры	596
<i>Фомина В.В., Патина И.С., Фомина Е.А.</i> Особенности строения триасовых отложений в межкупольных мульдах центральной части Сарпинского прогиба.....	601
<i>Хромых С.В.</i> Геодинамические режимы проявления раннепермского магматизма в западной части Центрально- Азиатского складчатого пояса: аккреционно-коллизийные процессы или Таримский плюм?.....	605
<i>Хубанов В.Б., Веселовский Р.В., Багдасарян Т.Э., Чистякова А.В., Брянский Н.В., Минаев П.А., Хубанова А.М.</i> Геохронология и петрохронология цирконов в контексте приложения для тектоно-геодинамических реконструкций: перспективы развития локальных методов	607

<i>Царева М.Д., Хромых С.В., Котлер П.Д.</i> Этапы щелочного интрузивного магматизма Чингиз-Тарбагатайской зоны Восточного Казахстана.....	609
<i>Цуканов Н.В., Ватрушкина Е.В., Лучицкая М.В., Мазуркевич К.Н.</i> Вулканогенно-туфогенные комплексы в позднеюрско-раннемеловой Верхне-Пегтымельской впадине Чукотского террейна (состав и палеотектоническое положение)	612
<i>Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Ащепков И.В., Терентьев А.С.</i> Нижняя кора Байкальской рифтовой зоны (Забайкалье, Россия): тестирование модели позднепалеозойского мафического андерплейтинга	616
<i>Черных А.А., Яковенко И.В., Глебовский В.Ю., Башев И.А., Корнева М.С., Сеница П.К., Бешок М.М.</i> Новая тектоническая схема Арктического бассейна Северного Ледовитого океана.....	620
<i>Чижова Е.Р., Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А.</i> Сейсмическая интерпретация опорного геолого-геофизического разреза через Канадский бассейн Арктического океана	626
<i>Шалаева Е.А., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И.</i> Результаты датирования циркона из песков палеолитических стоянок Кермек и Пересыпь (Таманский берег Азовского моря) и значение этих результатов для определения времени начала формирования современного орогена Большого Кавказа в его западном сегменте.....	630
<i>Шаламова А.А., Малышев С.В., Худолей А.К., Гласмахер У.А., Кузькина А.Д., Ольберт Й.</i> Новые результаты трекового датирования апатита из форланда южного и северного Верхоянья	635
<i>Шварев С.В., Бондарь И.В., Королева А.О., Гуринов А.Л., Луговой Н.Н.</i> Проявления постледниковой активности разломов Колвицкого тектонического узла по нарушениям в рельефе, поверхности фундамента и рыхлых отложениях.....	638
<i>Шестаков П.А., Казанский А.Ю., Тевелев А.В.</i> Петромагнитный анализ гранитоидов Чекинского и Чилектинского массивов Магнитогорской зоны Южного Урала	643
<i>Шипилов Э.В.</i> Мультиплюмовый магматизм Баренцевоморского региона.....	647
<i>Щипанский А.А.</i> Тектоника происхождения Беломорского подвижного пояса (С-В Балтийского щита) и беломорских эклогитов	654
<i>Якубчук А.С.</i> Казахстанский ороклин: что нового в понимании?	658

Научное издание

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ:
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2025**

Материалы LVI Тектонического совещания

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 16.01.2025

Формат 60×90¹/₁₆.

Объем 43 уч.-изд. листа

Электронное издание

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