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

МАТЕРИАЛЫ СОВЕЩАНИЯ

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2026

МОСКВА
2026



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

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2026

Материалы LVII Тектонического совещания

Москва
ГЕОС
2026

УДК 549.903.55 (1)
ББК 26.323
Т 76

Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2026. Материалы LVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2026. 607 с.

ISBN 978-5-6055594-0-5

Ответственный редактор
К.Е. Дегтярев

На 1-й странице обложки:
Лежачая складка в туфогенно-терригенной толще нижнего кембрия.
р. Селеты, Северный Казахстан
(фото А.А. Третьякова)

© ГИН РАН, 2026
© Издательство ГЕОС, 2026

В.В. Абашев[1], **М.И. Тучкова**[1], **А.В. Моисеев**[1], **Е.П. Исаева**[1,2]

Палеомагнетизм девонских отложений Восточной Чукотки

Тектоническая эволюция Чукотского региона является одним из наиболее актуальных вопросов геологических исследований шельфа Восточной Арктики. Несмотря на многолетнюю историю изучения этого региона, обширную сеть геолого-геофизических данных, существующие представления о тектонике рассматриваемой области до сих пор остаются схематичными. Палеомагнитные определения, несущие количественную информацию о пространственном положении и кинематике дрейфа континентальных блоков, из-за труднодоступности региона и недостаточного распространения вещественных комплексов, перспективных для анализа, до недавнего времени практически отсутствовали. Настоящая работа продолжает палеомагнитные исследования Чукотки и посвящена изучению нижнедевонских отложений ее восточной части.

Новые палеомагнитные данные были получены на основе обработки уникальной коллекции осадочных пород, собранной в ходе экспедиции 2023 г. Настоящее исследование было сосредоточено на осадочных породах нижнего и среднего девона ($D_{1\text{-}2}tn$, D_2ik). Проведен полный комплекс лабораторных петромагнитных и палеомагнитных экспериментов по изучению компонентного состава естественной остаточной намагниченности (NRM). Для обоснования NRM все образцы прошли детальную чистку переменным магнитным полем (AF-размагничивание) и температурой (T-размагничивание) до полного размагничивания.

Величина NRM в изученных осадочных породах низкая и незначительно варьирует от 0.15 до 2 мА/м. Значения магнитной восприимчивости изменяются от 10^{-5} до 10^{-4} ед. СИ. Отношения этих параметров являются типичными для неизмененных осадочных пород и косвенно указывают на потенциальную сохранность намагниченности. Исследования температурной зависимости магнитной восприимчивости k(T) показывают, что основным магнитным минералом в проанализированных образцах является магнетит.

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

Палеомагнитные измерения показывают, что в девонских породах присутствует обратная и прямая полярность (см. табл. рис. 1). Компонентный состав NRM известняков обнажений 23ch02 и 23ch03 изучен по результатам Т-размагничивания (обр. 23ch023 и 23ch024). Для изученных образцов характерным является быстрое снижение NRM при воздействии температуры, вплоть до полного исчезновения при 360 °С. При этом эти образцы не размагничиваются чисткой переменным магнитным полем. Вектор установленной характеристической компоненты (ChRM) имеет регулярное направление с отрицательным наклонением.

Таблица

Палеомагнитные данные по раннедевонским осадочным породам Чукотской микроплиты (66°N, 188°E)

Точка отбора	n/N	D	I	k	α_{95}	PLat	PLon	A95	ПШ
$D_{1\text{-}2}tn$, 23ch02	12/13	287.8	–48.0	18.7	10.3	–19.7	70.4	10.9	29.0
$D_{1\text{-}2}tn$, 23ch03	12/12	313.7	–47.4	22.7	9.3	–11.2	48.6	9.7	28.5
$D_{1\text{-}2}tn$, 23ch06	7/10	130.4	60.7	36.0	10.2	24.5	226.9	13.6	41.7
D_2ik, 23ch09	13/20	143.4	51.2	20.0	9.5	12.3	220.0	10.6	31.9
Средний полюс [наст. работа]						13.3	229.9	5.8	**30.3**
Средний полюс Омолонский террейн [3]						20.6	224.0	8.4	30.3

Примечание: n/N – количество использованных в статистике к общему количеству независимо ориентированных образцов; D и I – палеомагнитные склонение и наклонение в стратиграфических координатах; k – кучность; α_{95} – радиус 95%-го круга доверия для направления; PLat и PLon – северная широта и восточная долгота полюса; A95 – усредненная полуось или радиус 95%-го круга доверия для полюса; ПШ – палеоширота для объекта.

AF-размагничивание оказалось эффективным только для образцов обнажения 23ch06 (см. рис. 1а, обр. 23ch057). Регулярная компонента соответсвует ChRM и надежно диагностируется в интервале 15–60 мТл. В отличие от ChRM известняков точек 23ch02 и 23ch03 установленная компонента характеризуется положительным юго-восточным склонением. Это же направление фиксируется в песчаниках обнажения 23ch09 (см. рис. 1а, обр. 23ch115). Угол между средними направлениями различного по знаку наклонения после обращения составляет $\gamma = 8.9°$, при критическом угле $\gamma_c = 18.7°$, что по классификации [1] соответствует классу «С». Это свидетельствует о том, что выделенная компонента была приобретена породами в течение минимум двух эпох магнитной полярности и, вероятно, не содержит наложенной намагниченности, т.е. время фиксации

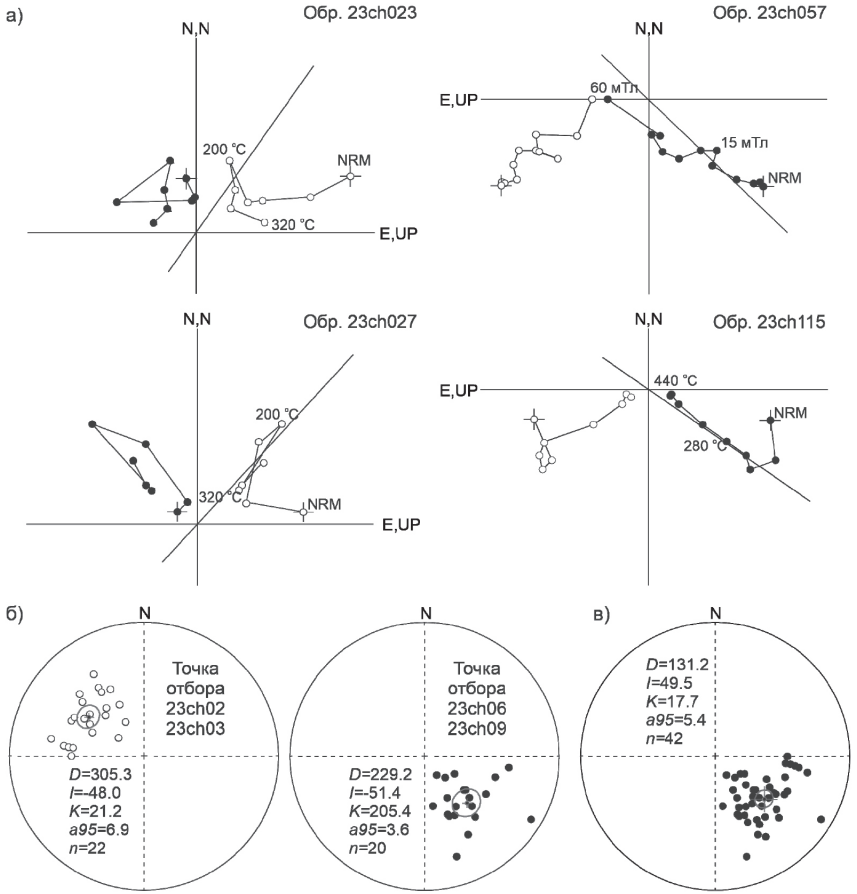


Рис. 1. Результаты компонентного анализа для раннедевонских осадочных пород: а – характерные ортогональные диаграммы Зийдервельда; б – распределение установленной компоненты по точкам палеомагнитного опробования; в – распределение всех единичных векторов после приведения к одной полярности

палеомагнитного сигнала соответствует геологическому возрасту раннего девона.

Одним из критериев палеомагнитной надежности является совпадение полученных палеомагнитных определений с данными, независимо полученными ранее другими авторами [2]. Рассчитанный средний палеомагнитный полюс Plat = 13.3°, Plong = 229.9°, A95 = 5.8°, не отличается от полученного ранее палеомагнитного полюса по девонским вулканитам

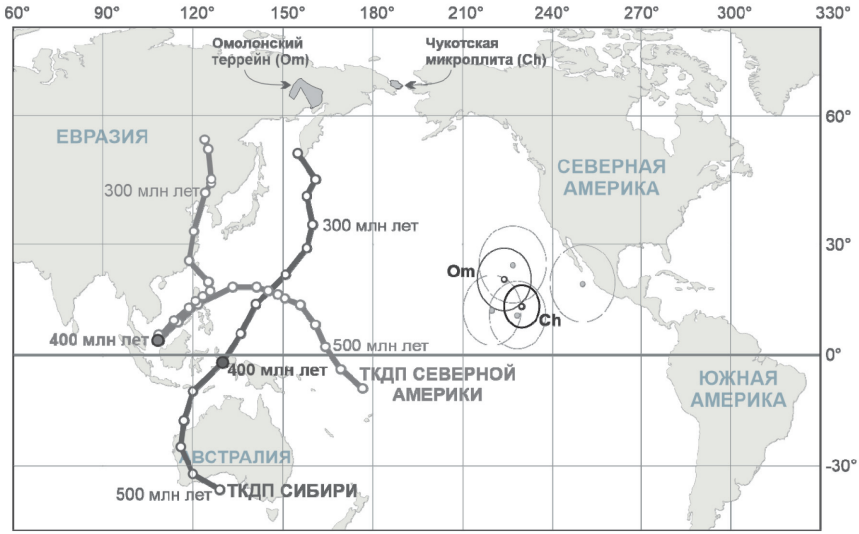


Рис 2. Положение рассчитанного палеомагнитного полюса в сравнении с имеющимся определением для девона и палеозойскими интервалами ТКДП Сибири [4] и Северной Америки [5]

Омолонского террейна [3] (см. таблицу, рис. 2). Угловое расстояние составляет 6.9°±11.5°. Полное совпадение палеоширот (30.3°) свидетельствует о том, что в девонское время Чукотская микроплита и Омолонский террейн располагались на одной широте. Однако рассчитанный палеомагнитный полюс значительно отличается от соответствующих интервалов траекторий кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибири [4] и Северной Америки [5]. Такое положение полюса указывает на другое пространственное положение изученного блока относительно других структур окраины континента, что, вероятно, связано с коллизионным этапом эволюции Арктического региона. В целом, палеозойские осадочные комплексы перспективны для расшифровки тектонической эволюции Чукотской микроплиты. Однако тектоническая интерпретация полученных данных является сложной и требует дополнительной верификации.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 25-17-00036).

Литература

1. *McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.

2. *Van der Voo R.* The reliability of paleomagnetic data // Tectonophysics. 1990. V. 184. P. 1–9.

3. *Kolesov E.*, *Stone D.V.* Paleomagnetic paleolatitudes for Upper Devonian rocks of the Omolon massif, northeastern Russia // Geol. Soc. Amer. Spec. Papers. 2002. V. 360. P. 243–257.

4. *Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D.* Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Res. 2010. V. 18. Is. 2–3. P. 400–419.

5. *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M.* Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics // Earth Sci. Rev. 2012. V. 114. P. 325–368.

И.А.Э. Алагияванна[1], Е.В. Виноградов[1,2], Р.А. Шелепаев[3], Д.В. Метелкин[1,2]

Первые палеомагнитные данные по кембрийско-ордовикским габброидным массивам Тувы (Западный Сангилен, Таннуольская островная дуга)

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) представляет собой сложный коллаж террейнов различной геодинамической природы. Тектоническая эволюция его Алтае-Саянского сегмента, одним из ключевых элементов которого является Тувино-Монгольский составной террейн (ТМТ), по праву считается наиболее дискуссионной [4, 10]. Для обоснованной реконструкции палеогеографического положения и кинематики дрейфа ТМТ принципиально важны надежные палеомагнитные определения с детальной геохронологической привязкой. В данной работе представлены первые палеомагнитные результаты, полученные для раннепалеозойских габброидных массивов Тувы: Правотарлашкинского, Башкымугурского, Баянкольского и Мажалыкского. Основное внимание в этой работе мы уделяем геолого-тектонической характеристике массивов и петромагнитному обоснованию первичности записанной в них намаг-

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

[3] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

ниченности, что создает фундамент для будущих палеотектонических построений с участием ТМТ.

Исследуемые массивы расположены в двух структурных зонах ТМТ: Западном Сангилене и на территории Танну-Ола (Мажалыкский массив). Западный Сангилен может быть рассмотрен как блок, собранный в ходе аккреционно-коллизионных процессов на рубеже неопротерозоя–палеозоя и включает древнейшие глубокометаморфизованные породы моренского и эрзинского комплексов, которые прорваны многочисленными интрузивами габброидов и гранитоидов [9]. В пределах Танну-Ола преобладающим является вендско-раннекембрийский островодужный магматический комплекс, сформированный в результате надсубдукционного плавления мантийных перидотитов. Согласно имеющимся геохронологическим оценкам, начало активной островодужной фазы соответствует рубежу около 570 млн лет назад. Сама Таннуольская складчатая зона интерпретируется как фрагмент крупной островодужной системы, аккретированный к структурам Западного Сангилена в кембрии [9].

Правотарлашкинский массив сложен расслоенной серией троктолитов, анортозитов, оливиновых габбро и габброноритов [9]. Его формирование связывают с коллизионным этапом эволюции ТМТ на рубеже кембрия и ордовика. Возраст массива по данным изотопных исследований составляет 482–484 млн лет (U-Pb) [2]. Баянкольский массив представляет собой полифазную интрузию, включающую габбронориты, монцодиориты, гранодиориты и граниты. Геохронологическое датирование (U-Pb, Ar-Ar) указывает на интервал формирования массива 507–489 млн лет [3, 6], что также соответствует коллизионному этапу эволюции ТМТ [8]. В Башкымугурском массиве преобладают габброиды и монцодиориты. Образование массива датируется средним ордовиком: 464.6±5.7 млн лет (U-Pb) [5], 465±1,2 млн лет (Ar-Ar) [3] и связывается с постколлизионным этапом.

Мажалыкский перидотит-габбровый массив расположен в Балгазикской структурно-фациальной зоне Таннуольской палеоостровной дуги. Массив представлен расслоенной серией ультрамафитов и мафитов. Согласно имеющимся оценкам возраста 484.2±2.3 млн лет (Ar-Ar) [1] и 478±1.4 млн лет (U-Pb) [8] его формирование соответствует коллизионному событию в эволюции ТМТ.

Анализ температурной зависимости магнитной восприимчивости позволяют заключить, что основным носителем намагниченности в породах всех массивов является высокостабильный магнетит (точка Кюри соответствует 580 °C). Эти петрофизические наблюдения для Правотарлашкинского и Башкымугурского массивов подтверждаются результатами лазерно-дифрактометрического анализа. В этих породах магнетит составляет ~95% всей рудной фракции, а оставшиеся 5% приходится на

ильменит. Проведенный анализ указывает на первичномагматическую природу магнетита.

В результате детальной ступенчатой температурной чистки коллекции в 208 образцов был определен компонентный состав намагниченности. В подавляющем большинстве образцов выявлена характеристическая высокотемпературная компонента, разрушающаяся в интервале 510–580 °С. Связь этой компоненты с магнетитом очевидна и позволяет нам утверждать, что время фиксации установленной регулярной компоненты соответствует моменту кристаллизации пород массивов. По этим компонентам рассчитаны средние палеомагнитные направления для каждого массива и соответствующие им палеополюсы (табл.).

Таблица

Палеомагнитные направления и координаты палеомагнитных полюсов, рассчитанные по характеристическим компонентам NRM

Точка отбора	n/N	D, °	I, °	K	α_{95}	Plat, °	Plong, °	A_{95}
Габброиды Правотарлашкинского массива								
22Tu01	10/13	32.2	–4.3	12.1	14.4	30.6	236.9	10.2
22Tu03	13/13	48.6	–15.4	35.5	7.1	18.2	223.7	5.2
22Tu04	13/14	39.1	–21.5	167.6	3.2	19.6	234.1	2.5
22Tu07	9/11	44.0	–33.2	33.0	9.1	11.3	232.8	7.8
23Tu10	9/9	52.0	–23.5	95.3	5.3	12.7	223.1	4.1
23Tu11	7/7	29.1	–9.2	19.5	14.0	29.5	241.2	10.0
Среднее	N = 6	40.6	–18.0	36.1	11.3	20.7	231.8	8.4
Габброиды Башкымугурского массива								
22Tu09	9/14	24.6	15.5	18.8	12.2	42.8	241.0	9.0
22Tu15	8/11	20.0	–14.4	16.3	14.1	29.7	252.2	10.3
22Tu17	8/12	33.4	16.4	37.7	9.1	39.6	230.2	6.7
22Tu23	11/13	53.6	–16.8	50.3	6.5	15.0	219.8	4.8
23Tu04	6/6	46.7	–11.9	100.9	6.7	20.7	224.5	4.9
23Tu05	6/6	42.4	–19.9	17.4	16.5	19.0	230.6	12.5
Среднее	N = 6	35.9	–5.4	13.5	18.9	28.6	233.3	13.4
Габброиды Баянкольского массива								
22Tu11	10/14	69.0	–14.1	44.7	7.3	7.5	206.4	5.3

Продолжение табл.

Точка отбора	n/N	D, °	I, °	K	α_{95}	Plat, °	Plong, °	A_{95}
22Tu12	13/13	71.4	–10.4	89.1	4.4	7.6	203.4	3.2
Среднее	N = 2	70.4	–11.8	64.4	3.8	7.6	204.6	2.8
Габброиды Мажалыкского массива								
22Tu20	12/12	356.7	–3.3	4.9	21.8	37.3	279.1	15.4
22Tu22	12/12	0.3	2.7	75.2	5.3	40.4	274.6	3.8
25Tur07	13/14	6.4	15.0	10.3	13.0	46.3	265.8	9.6
Среднее	N = 3	2.4	1.2	11.9	7.2	39.6	271.9	5.1

Примечание. n/N – число единичных векторов, использованное в статистике, к общему количеству изученных образцов; D и I – палеомагнитные склонение и наклонение в современной системе координат; K и α_{95} – статистические параметры Фишера: кучность и радиус 95% овала доверия; Plat – широта полюса, Plong – долгота полюса; A_{95} – радиус 95% овала доверия.

При тектонической интерпретации, учитывая преобладание обратной полярности геомагнитного поля в ордовике, рассчитанные палеополюсы оказываются ближе к соответствующим полюсам Сибирского кратона, чем к Гондване. Их наблюдаемое отличие от Сибирских полюсов удовлетворительно объясняется в рамках сдвиговой модели [7], предполагающей вращении каждого палеомагнитного полюса вокруг единого Эйлерова центра Сибири. Таким образом, новые данные согласуются с положением о том, что ТМТ в кембрии–ордовике (~520–460 млн лет) находился вблизи Сибирской континентальной окраины и, вероятно, вместе с другими террейнами был включен в крупный аккреционный пояс на её западной периферии, тектоническая эволюция которого характеризовалась значительными сдвиговыми деформациями.

Работа выполнена при поддержке РНФ проект 25-17-00040.

Литература

1. *Бородина Е.В., Егорова В.В., Изох А.Э.* Петрология ордовикских коллизионных расслоенных перидотит-габбровых массивов (на примере Мажалыкского интрузива, Юго-Восточная Тыва) // Геология и геофизика. 2004. Т. 9. С. 1074–1091.

2. *Домашайтис А.А., Шелепаев Р.А.* Геологическое строение Правотарлашкинского и Башкымугурского габброидных массивов (Западного Сангилена) // Труды XIV Всероссийского петрографического совещания. Санкт-Петербург, 2025. С. 83–85.

3. *Изох А.Э. Шелепаев Р.А., Егорова В.В.* Эволюция базитового магматизма кембро-ордовикского коллизионного этапа Алтае-Саянской складчатой области // Фундаментальные проблемы геологии и тектоники Северной Евразии. Новосибирск: СО РАН, Филиал «Гео», 2001. С. 24–26.

4. *Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М.* Палеомагнетизм центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Тува, Монголия) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 1. С. 75–84.

5. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Лыхин Д.А.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 174–190.

6. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М.* Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. Т. 3. С. 22–43.

7. *Метелкин Д.В.* Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 488 с.

8. *Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козаков И.К., Ойдуп Ч.К., Монгуш А.А., Яковлев С.З., Федосеенко А.М.* Возраст и геодинамическая позиция перидотит-пироксенит-анортозит-габбрового мажалыкского комплекса. Восточная Тува // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 656–962.

9. *Шелепаев Р.А.* Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува). Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2006. 21 с.

10. *Ren Q., Zhang S., Hou M., Chen A., Wu H., Yang T., Li H.* New paleomagnetic constraints on the amalgamation of the Tuva and Mongolia blocks from Late Carboniferous andesites in the Mongolia Block // Tectonics. 2023. V. 42. P. e2022TC007683.

В.Н. Александров[1], **А.К. Худолей**[1,2], **В.В. Шатов**[1]

Среднепалеозойский магматизм центральной части Охотского массива: новые геохронологические и геохимические данные и их геодинамическая интерпретация

Охотский массив располагается на северном побережье Охотского моря на территории Хабаровского края и интерпретируется как кратонный террейн, отделившийся в палеозойское время от Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и снова столкнувшийся с ним в позднем мезозое в ходе формирования Верхоянского складчато-надвигового пояса [6, 7, 9]. Геологическое строение массива изучено довольно слабо, большинство работ проводились в 60–80-х годах 20-го века, после чего детально изучались только выступы докембрийского фундамента в центральной части массива [5]. Новый материал стал поступать лишь в 20-х годах нашего века, когда были начаты комплексные геолого-съемочные работы масштаба 1:200 000 по созданию геологических карт второго поколения (ГДП-200). В настоящей работе нами рассматриваются новые данные по позднедевонско-раннекаменноугольному магматизму Охотского массива. Все аналитические работы производились в Центральной лаборатории и Центре изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского.

Традиционно считалось, что палеозойский магматизм на Охотском массиве развивался только в позднедевонское (фаменское) время и имел очень небольшие объемы.

Первым объектом изучения были выходы плутонических пород сибегинского комплекса, состоящего из трех фаз: первой габбро-диоритовой, второй гранодиорит-порфировой и третьей гранит-порфировой. Граниты и гранодиориты второй и третьей фазы являлись основными объектами наших исследований и отличались о всех окружающих гранитов крупно- и гигантопорфировой структурой (некоторые вкрапленники плагиоклаза и калиевого полевого шпата достигали размера 10–12 см) [2, 4, 8]. В полевых условиях было изучено и опробовано 12 плутонических тел сибегинского комплекса.

Петрографические исследования показали, что массивы сибегинского комплекса имеют различный состав от кварцевых диоритовых и монцо-

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

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

диоритовых порфиритов до гранит-порфиров и монцогранит-порфиров, что соответствует их химическому составу. На дискриминантных диаграммах с использованием элементов-примесей все породы сибегинского комплекса попали в область островодужных пород.

Определение возраста пород из 5 проб было произведено U-Pb методом по циркону на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II. Полученные датировки разбились на две группы: первая группа позднедевонская (фаменская), с возрастами 369±2 и 365±2 млн лет; вторая группа раннекаменноугольная, с возрастами 351±3, 339±2 и 337±2 млн лет. Полученные результаты свидетельствуют о широком проявлении магматических процессов как в позднем девоне, так и в раннем карбоне.

Эффузивными аналогами интрузивных пород сибегинского комплекса считаются вулканиты левосибегинской толщи. Толща несогласно перекрывает более древние породы возрастного диапазона от девона до архея и несогласно перекрывается терригенными породами гадекчанской свиты среднего–верхнего карбона. Нижняя часть левосибегинской толщи представлена вулканогенно-осадочными породами (туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоконгломераты), которые чередуются со слоями доломитизированных известняков с редкой фауной; верхняя часть толщи состоит исключительно из вулканических пород, представленных пепловыми, лапиллиевыми и агломератовыми туфами андезитового состава и дацитами из редких потоков. Возраст толщи предшественниками был определен как фаменский по немногочисленным находкам фауны в известняках [2, 4, 8]. Необходимо отметить, что большинство выходов лав и туфов рассматривали как вулканиты Охотско-Чукотского вулканического пояса, а ряд исследователей предполагали, что к нему относятся все эффузивы кислого состава [4, 8, 10]. Однако, при проведении полевых работ в центральной части Охотского массива стратиграфическое положение части этих вулканитов было пересмотрено, и они были отнесены к верхнему девону.

В ходе полевых работ было изучено 5 участков, сложенных лавами и туфами левосибегинской толщи. В результате петрографических исследований была выявлена определенная последовательность в ее разрезе: в нижней части толщи залегают породы андезитового и реже, андезибазальтового состава, а в ее верхней части преобладают породы риолитового и дацитового состава. Было исследовано большое количество туфов пепловой, лапиллиевой и агломератовой размерности (в некоторых обнажениях агломератовые обломки достигали размера 0.5 м). Кроме туфов в разрезе левосибегинской толщи встречаются лавовые потоки андезитового, дацитового и риолитового состава. По химическому составу вулканиты относятся к средним и кислым породам нормального и умеренно-щелочного ряда. На дискриминантных диаграммах с использо-

вание элементов-примесей большая части точек легла в поля вулканитов активной континентальной окраины.

По данным U-Pb-датирования на SHRIMP-II цирконов из двух проб были получены возрастные рамки вулканической активности в данном регионе. Одна проба отбиралась из низов разреза вулканитов, возраст вулканитов составил 357±2 млн лет, что соответствует границе девона и карбона. Вторая проба отбиралась из верхней части разреза, оценка возраста составляет 340±2 млн лет, что соответствует раннему карбону.

Полученные в ходе исследований результаты позволяют дополнить геологическую историю развития Охотского массива в позднем девоне и начале карбона.

Установленное петрографическое и геохимическое сходство интрузивных пород сибегинского комплекса и вулканитов левосибегинской толщи позволяет интерпретировать интрузивные массивы как остатки магматических камер древних вулканов. Полученные U-Pb-датировки интрузивных и вулканических пород существенно расширяют возрастные границы существования магматической системы на Охотском массиве, демонстрируя сходство с позднедевонско-раннекаменноугольными магматическими комплексами Омолонского массива [1, 3] и позволяя реконструировать позднедевонско-раннекаменноугольную активную континентальную окраину, соединяющую Охотский и Омолонский массивы.

Литература

1. *Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Прокопьев А.В., Брусницына Е.А*. Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 4. С. 415–440.

2. *Вельдяксов Ф.Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист P-54-XXX. Объяснительная записка. Магадан, 1977. 81 с.

3. *Глухов А.Н., Прийменко В.В., Котов А.Б., Фомина М.И. и др*. Золото-серебряное эпитермальное месторождение Нижний Биркачан (Омолонский массив, Северо-Восток России): геологическое строение, минералогия руд, возраст // Вулканология и сейсмология. 2023. № 4. С. 23–38.

4. *Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. и др*. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-54 – Оймякон. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.

5. *Кузьмин В.К., Богомолов Е.С., Глебовицкий В.А., Родионов Н.В*. Древнейшие граниты России – палеоархейские (3343 млн лет) субщелочные граниты Охотского массива // Докл. РАН. 2018. Т. 478. № 6. С. 662–668.

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

7. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г. и др*. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

8. *Песков Е.Г., Умитбаев Р.Б*. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Приохотская. Лист P-54-XXXVI. Объяснительная записка. Магадан, 1977. 80 с.

9. *Соколов С.Д*. Очерк тектоники Северо-Востока Азии. Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

10. *Чиков Б.М*. Тектоника Охотского срединного массива. Новосибирск: СО Наука, 1970. 151 с.

Д.В. Алексеев[1], А.К. Худолей[2], А.А. Третьяков[1], А.В. Кушнарёва[3], Я. Рохас-Аграмонте[4], С.Э. ДюФрэйн[5]

Докембрийская эволюция Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента и его происхождение в юго-западной Лаврентии: выводы по результатам геохронологических и геохимических исследований

Результаты геохронологических и геохимических исследований позволяют уточнить эволюцию и происхождение Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента (СТШ).

В Макбальском антиклинории (МА) на СЗ СТШ определены максимальные возрасты (MDA) кварцитов макбальской и оввской свит 1793±9 и 1092±11 млн лет соответственно [2]. Возраст мелководных карбонатов и

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

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

[4] Institut für Geowissenschaften Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, Heidelberg, Germany

[5] Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Alberta Canada

сланцев, развитых в южной части МА, в хр. Сусамыр и Кочкорском антиклинории, оценивается соответственно в пределах ~1200–1160, ~1180–1150 и ~1170–1150 млн лет по возрасту наиболее молодых обломочных цирконов в сланцах и возрасту наиболее древних интрузий, прорывающих осадочные толщи [5, 9, 12] (рис. 1). В разрезах Бурханского антиклинория (БА) на востоке СТШ кислые вулканиты образуют три разновозрастных уровня. Нижнему и среднему уровням отвечают метариолиты и туфы карагоманской серии с возрастами ~1370 и ~1143–1138 млн лет [1, 9]. Выше с несогласием лежат кислые и основные вулканиты бурханской серии, выделяемые соответственно, как экургенкольская и бельчийская свиты [3]. В кровле бельчийской свиты определен возраст туфа ~1103 млн лет. Возраст риолитов экургенкольской свиты, по-видимому, незначительно древнее. Возраст эпизода деформаций и метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации, фиксирующегося несогласием на границе карагоманской и бурханской серий [3], оценивается в пределах ~1125–1103 млн лет по возрастам пород, датированных ниже и выше несогласия.

Кислые вулканиты в БА относятся к железистой серии и отвечают внутриплитным гранитам А-типа, что сближает их с гранито-гнейсами табалыкского и караджилгинского комплексов на западе СТШ [6, 7] (рис. 1). Кислый магматизм происходил в платформенной обстановке. Об этом свидетельствует пластовая форма интрузий и их ориентировка субпараллельно напластованиям вмещающих пород, что предполагает внедрение в недеформированные толщи [5]. Вулканиты бельчийской свиты, варьирующие по составу от базальтов до трахиандезитов, также являются внутриплитными. На это указывают распределения микроэлементов, сопоставимые с таковыми OIB на западе БА и с E-MORB на востоке БА. Различия состава, по-видимому, отражают различную глубину формирования и различную степень дифференциации мантийных расплавов на западе и востоке БА.

В вышележащем разрезе для известняков суекской свиты получен возраст 1080±12 млн лет (Pb-Pb метод) [4], и для кварцитов джилусуйской свиты MDA ~1050 млн лет, близкий с MDA оввской свиты в МА [2] (рис. 1). Сравнение по K-S тесту показывает, что распределения возрастов цирконов в джилусуйской и оввской свитах и в неопротерозойских кварцитах Северного Казахстана статистически неразличимы. Кварциты имеют общий источник и, вероятно, представляют единый стратиграфический уровень [2]. Ориентировка косой слоистости в кварцитах указывает, что область размыва находилась к СЗ от СТШ.

Широкое развитие кварцитов свидетельствует, что СТШ изначально входил в состав крупного континентального блока. Ранее он рассматривался как фрагмент Гондваны, но аргументов в пользу этого не приводилось. Для определения происхождения СТШ мы сопоставили

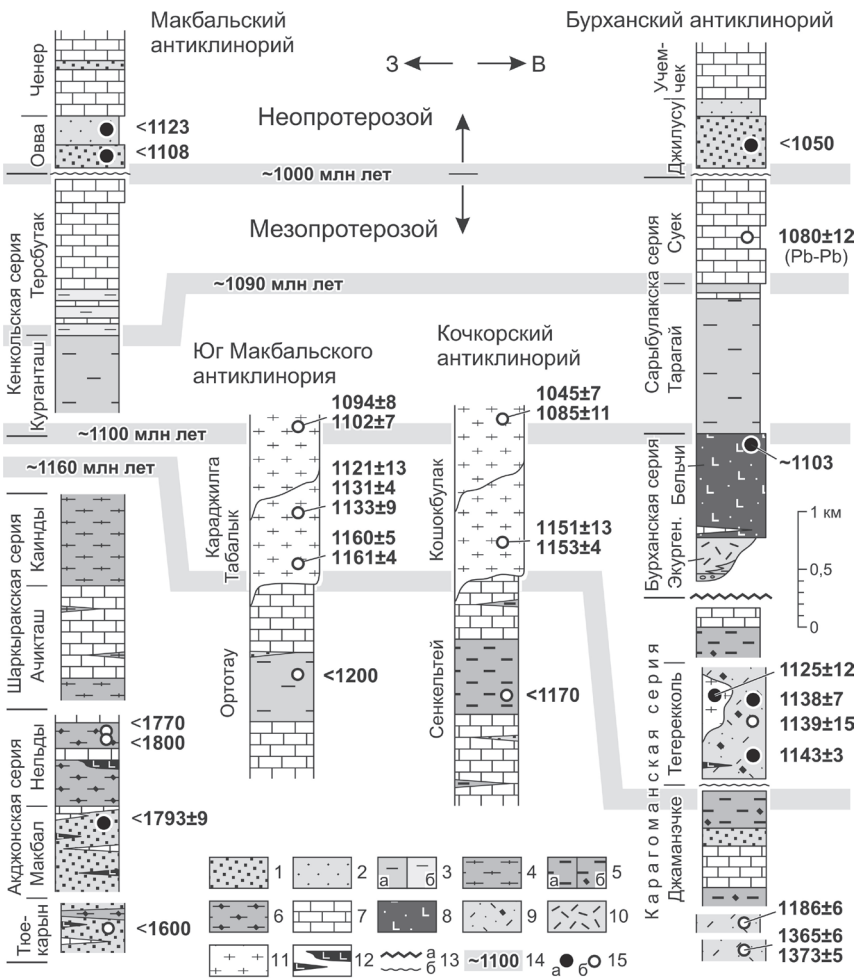


Рис. 1. Стратиграфическая корреляция докембрийских толщ СТШ. Возрасты указаны в млн лет.

1 – кварциты; *2* – песчаники; *3* – филлиты (*а*), известковые филлиты (*б*); *4–6* – сланцы: *4* – хлорит-серицитовые, *5* – биотитовые (*а*), гранат-биотитовые (*б*), *6* – кварц-гранат-слюдяные; *7* – карбонаты; *8* – базальты и туфы, *9* – метариолиты и метатуфы; *10* – риолиты; *11* – гранито-гнейсы; *12* – амфиболиты; *13* – угловое несогласие (*а*), размыв (*б*); *14* – коррелируемые уровни и их возраст; *15* – датированные образцы: эта статья (*а*) и [1, 2] (*б*) по данным [4–7, 9, 12]

распределения возрастов обломочных цирконов в кварцитах оввской и джилусуйской свит с распределениями в близких по возрасту толщах из

32 регионов в 14 докембрийских кратонах и 4 микроконтинентах ЦАСП. Для возрастных спектров кварцитов СТШ характерна серия сближенных пиков, образующих единый максимум в интервале 1100–1500 млн лет, и второстепенные максимумы ~1650–1700 и ~2700 млн лет. Похожие распределения возрастов обломочных цирконов наблюдаются: 1) в Северном Казахстане, 2) в юго-восточной Сибири (хр. Сетте-Дабан) и 3) в различных областях Лаврентии от арктической Канады до Аризоны. В первом случае сходство свидетельствует, что СТШ и Кокчетавский массив, по-видимому, представляли единый докембрийский блок. В пределах Сибирского кратона магматические комплексы кислого состава с возрастами 1100–1500 млн лет отсутствуют, что делает возможную связь СТШ с Сибирью маловероятной, а терригенные толщи Сетте-Дабана, скорее всего, являются продуктами размыва внешнего по отношению к Сибири источника. Наибольшее сходство устанавливается с Лаврентией, где совпадают не только общие распределения, но и основные максимумы ~1120, ~1230, ~1330, ~1450, ~1650 и ~2700 млн лет. С учетом широкого развития мезопротерозойских магматических пород в Лаврентии, связь СТШ с этим кратоном наиболее вероятна.

Сопоставление истории СТШ и различных областей Лаврентии показывает наибольшее сходство с магматической провинцией юго-западной Лаврентии (SWLLIP) [8]. В SWLLIP от западного Техаса до южной Калифорнии развиты внутриплитные базальты и диабазы с возрастами ~1105–1080 млн лет [8], по составу и возрасту близкие породам бельчийской свиты. Широко представлены гранитоиды А-типа с возрастами 1125–1070 млн лет, образующие пластовые интрузии в недеформированных толщах [8, 10] и являющиеся в формационном и структурном отношении аналогами мезопротерозойских гранито-гнейсов СТШ. Структурное событие и метаморфизм амфиболитовой фации с возрастом ~1120–1115 млн лет в поднятии Ллано (Llano uplift) в центральном Техасе [11], сопоставимо с аналогичным событием в Бурханском антиклинории СТШ. Кислые вулканиты с возрастом ~1370 млн лет в БА могут рассматриваться как аналоги вулканитов Южной гранит-риолитовой провинции Лаврентии (1380–1330 млн лет) и поднятия Ллано (~1366 млн лет). Источником обломочных цирконов с возрастами ~1250–1200 млн лет могли являться поднятие Ллано и внутренние области Гренвильского орогена, где породы этого возраста широко развиты. Возрастные максимумы ~1450 млн лет позволяют предполагать источники в Восточной гранит-риолитовой провинции (1520–1380 млн лет), а максимумы ~1650 и ~2700 млн лет – источники в палеопротерозойских и архейских орогенах Лаврентии. Вывод о том, что Северо-Тянь-Шаньский и, видимо, Кокчетавский микроконтиненты являются фрагментами юго-западной Лаврентии, открывает возможности для уточнения тектонических реконструкций на основании сравнительного

анализа, а также свидетельствует о более широком, чем предполагалось, разнообразии континентальных блоков, вовлеченных в ЦАСП.

Работа подготовлена в рамках проекта РНФ № 25-17-00086.

Литература

1. *Алексеев Д.В., Кушнарёва А.В., Худолей А.К. и др.* Возраст и тектоническая позиция мезопротерозойских риолитов и раннеордовикских гранитов Бурханского антиклинория Северного Тянь-Шаня (восточная Киргизия) // ДАН. 2025. Т. 522. № 2. С. 5–14.

2. *Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрэйн С.Э.* Палеопротерозойские и неопротерозойские кварциты киргизского Северного Тянь-Шаня: обоснование возраста по результатам датирования обломочных цирконов // ДАН. 2020. Т. 491. № 2. С. 5–9.

3. *Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Дженчураева Р.Д., и др.* Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). Бишкек: Илим, 2014. 280 с.

4. *Кузнецов А.Б., Алексеев Д.В., Каурова О.К., Ситкина Д.*P. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст мезопротерозойских карбонатов киргизского Северного Тянь-Шаня // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 127–134.

5. *Кушнарёва А.В., Худолей А.К., Алексеев Д.В., Петров Е.О.* Структурная позиция и неоднородные деформации мезопротерозойских гранито-гнейсов Северного Тянь-Шаня на примере Караджилгинского массива (Кыргызстан) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 5–12.

6. *Пак Н.Т., Ивлева Е.А., Шатова Н.В., и др.* Месторождение золота Джеруй (Северный Тянь-Шань, Кыргызстан): U-Pb SIMS геохронология интрузивных комплексов, гидротермально-метасоматические образования и модель формирования // Региональная геология и металлогения. 2023. № 96. С. 71–91.

7. *Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Tretyakov A.A. et al.* Neoproterozoic–Early Paleozoic tectonic evolution of the western part of the Kyrgyz Ridge (Northern Tian Shan) Caledonides // Geotectonics. 2013. V. 47. P. 377–417.

8. *Bright R.M., Amato J.M., Denyszyn S.W., Ernst R.E.* U-Pb geochronology of 1.1 Ga diabase in the southwestern United States: Testing models for the origin of a post-Grenville large igneous province // Lithosphere. 2014. V. 6. P. 135–156.

9. *Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y. et al.* Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 272–295.

10. *Li Y., Barnes M.A., Barnes C.G., Frost C.D.* Grenville-age A-type and related magmatism in southern Laurentia, Texas and New Mexico, USA // Lithos. 2007. V. 97. P. 58–87.

11. *Mosher S.* Tectonic evolution of the southern Laurentian Grenville orogenic belt // GSA Bull. 1998. V. 110. P. 1357–1375.

12. *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V. et al.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Res. 2014. V. 26. P. 957–974.

К.Ф. Алёшина[1], А.М. Никишин[1], В.Ю. Татаринов[2], Г.Г. Ахманов[1], А.В. Ершов[1]

Газогидраты прилаптевоморской части Евразийского бассейна по сейсмическим данным

Присутствие газовых гидратов в осадочных разрезах Циркумполярной Арктики давно обсуждается в литературе (например, [2]). В ходе данной работы мы анализировали распространение и конфигурацию BSR (bottom simulating reflector – отражающая поверхность, имитирующая дно) в прилаптевоморской части Евразийского бассейна (рис. 1), поскольку эта поверхность может представлять нижнюю границу газовых гидратов. Нами были изучены следующие данные:

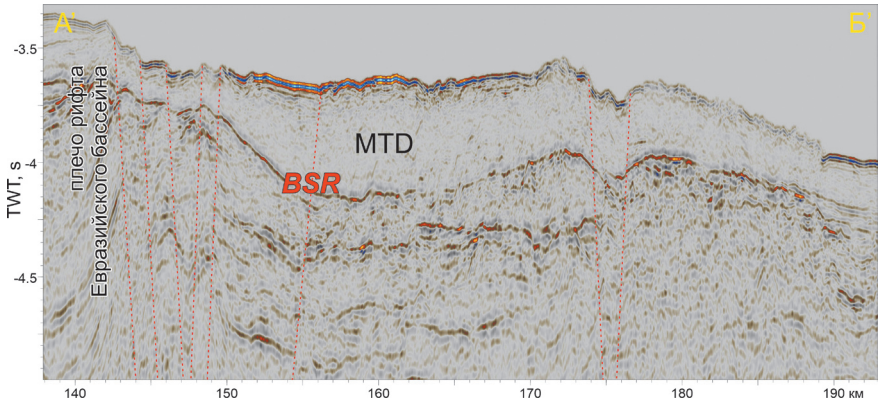
• региональные профили Государственной съемки 2011, 2012, 2014, 2020 гг.,

• профили, полученные в 2018 г. в зоне сочленения Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых (съемка SL182D), а также данные съемки 2022 г, выполненные на участке SL.

• детальная батиметрия 2022 и 2024 гг., предоставленная МПР РФ и агентством Роснедра [3, 4] (рис. 2А).

Исследуемая область может быть определена как зона перехода от современного океанического спрединга к континентальному рифтингу [4]. В данной области выделены комплексы MTD (mass transport deposits), частично или полностью перекрывающие рифтовую долину [4]. На сейсмических профилях выделяется отражающая поверхность типа BSR (рис. 1), которая характеризуется высокими амплитудами, инверсией и несогласным соотношением с осадочными отложениями Евразийского бассейна. На сейсмопрофилях заметно, что эта поверхность повторяет детали донного рельефа, осложненного комплексами типа MTD. Однако

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] ИМГРЭ, Москва, Россия



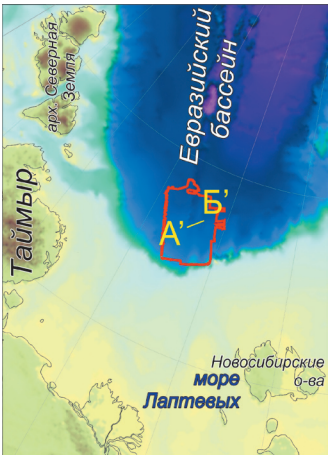


Рис. 1. Выделение BSR на сейсмопрофиле SL182D11. Взаимоотношение поверхности BSR и рельефа, осложненного осадками транспорта масс. Красной линией показан контур района исследования

наряду с этим наблюдается также и изменение общей мощности отложений, заключенных между поверхностью дна и BSR; по крайней мере, это заметно на сеймопрофилях в масштабе двойного пробега сейсмических волн (TWT).

Поверхность BSR была прослежена по сети региональных сейсмопрофилей в области, для которой имеется детальная батиметрическая съемка. По данным сейсмической интерпретации была построена карта поверхности BSR в масштабе TWT (рис. 2Б). При расчете карты поверхности была учтена линейность структур рифтовой долины Евразийского бассейна, устанавливаемая по данным детальной батиметрии. На карте BSR выделяется осевая рифтовая долина и плечи рифта.

Карты в масштабе TWT для поверхности BSR и морского дна были использованы для качественной оценки мощностей отложений, залегающих выше поверхности BSR и до дна моря (рис. 2В). Карта мощностей

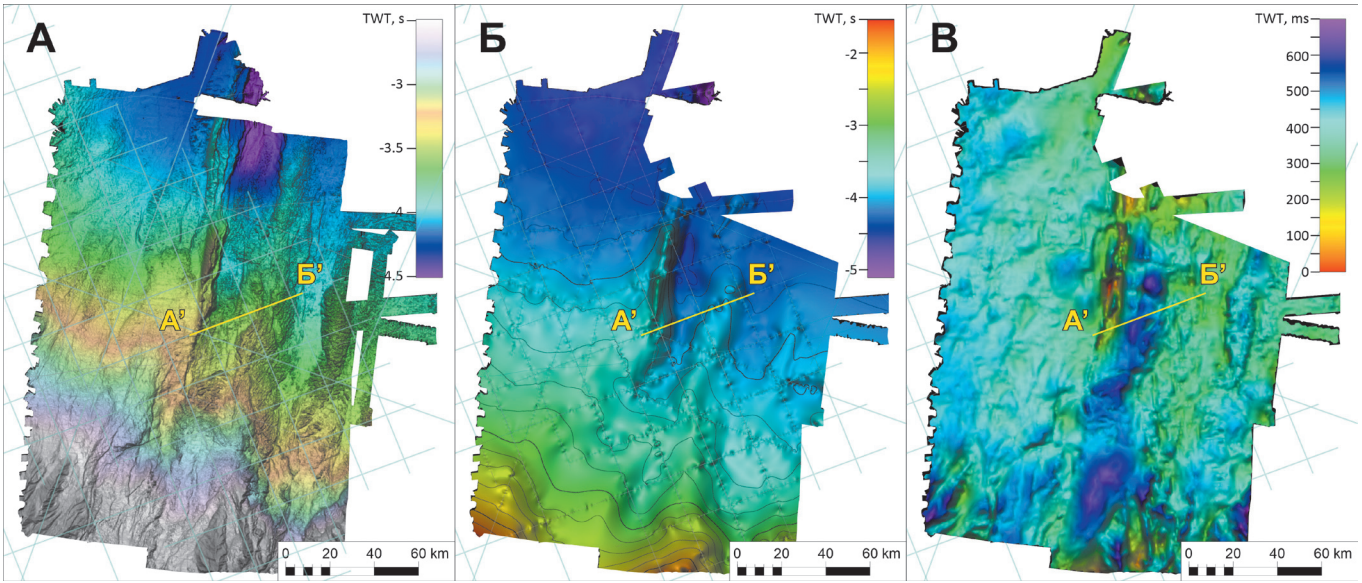


Рис. 2. Карты, построенные для анализа структуры BSR в прилаптевоморской части Евразийского бассейна (в масштабе TWT). А – карта детальной батиметрии, Б – карта поверхности BSR в исследуемом районе, В – карта мощностей отложений над BSR. А'Б' – положение фрагмента сейсмического профиля SL182D11, изображенного на рис. 1. Серые линии показывают положения сейсмических профилей

в масштабе TWT, построенная по этим данным, отражает общую для прилаптевоморской части Евразийского бассейна тенденцию: мощности отложений над BSR увеличиваются в осевой долине и уменьшаются на плечах рифта.

В работе [2] на основе температурного моделирования было установлено, что BSR, наблюдаемые в исследуемом районе, действительно могут представлять нижнюю границу стабильности газовых гидратов (в некоторых других областях Арктики наличие BSR на сейсмических профилях оказалось связанным с диагенетическими преобразованиями кремнезема). С другой стороны, изменение мощностей газовых гидратов по площади может свидетельствовать о соответствующем изменении тепловых потоков. Так, если выделенная граница BSR в самом деле соответствует нижней границе газогидратов, то увеличение их мощностей в осевой долине бассейна и уменьшение на плечах рифта может свидетельствовать об увеличении тепловых потоков над плечами рифта относительно осевой долины.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 24-17-00020).

Литература

1. *Алешина К. Ф., Никишин А. М., Татаринов В. Ю., Родина Е. А*. Структура и развитие коры ультрамедленного спрединга в Евразийском бассейне // Геология морей и океанов. Материалы XXVI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 1. М.: ИО РАН, 2025. С. 38–42.

2. *Богоявленский В.И., Янчевская А.С., Богоявленский И.В., Кишанков А.В*. Газовые гидраты на акваториях Циркумарктического региона // Арктика: экология и экономика. 2018. № 3 (31). С. 42–55. DOI: 10.25283/2223-4594-2018-3-42-55

3. *Зинченко А.Г., Егоров С.В., Фирсов Ю.Г., Иванов М.В., Колосков Е.Н*. Новые данные о рельефе прилаптевоморского сектора континентального склона Евразийского бассейна (по результатам батиметрических съемок 2022 и 2024 гг.) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. № 11. С. 146–157.

4. *Никишин А.М., Хлебникова О.А., Татаринов В.Ю., Пилицын А.Г., Алешина К.Ф*. Зона сочленения хребта Гаккеля и шельфа моря Лаптевых по данным батиметрии и сейсморазведки // Геология морей и океанов. Материалы XXVI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 1. М.: ИО РАН, 2025. С. 176–179.

В.В. Аристов[1]

Что ожидает поисковый геолог от структурной геологии при прогнозировании и на ранних стадиях поисковых работ

• Золоторудные месторождения, и особенно орогенные месторождения преимущественно прогнозируются по прямым признакам: россыпным и коренным проявлениям. Меньшее значение имеют геохимические ореолы (Au-As-Sb-W) и геофизические данные. На основании анализа этих данных с использованием существующих геологических карт делается вывод о перспективности той или иной площади, составляются карты и схемы прогноза коренных источников россыпей, и т.п. Чаще всего, такие точки либо соединяются напрямую, либо оконтуриваются с той или иной степенью экстраполяции, после чего начинается бурение.

• Главной проблемой поисков оказывается проверяемая увязка прямых признаков между собой, т.е. разработка непротиворечивой структурной модели рудной зоны. Такие задачи, как выбор методов исследований, разработка и обоснование плотности поисковых сетей, подбор объектов-аналогов, решаются после того как обоснован выбор такой структурной модели.

• Для разработки модели требуется выделить структурные парагенезисы и разделить их на 1) дорудные, 2) связанные с магматическими и рудными процессами по времени, и 3) пострудные. Для такого разделения необходимо не только изучение структур, но и детальные геохимические, минералогические и петрологические исследования. Не менее важно определить кинематику рудовмещающих структур, выяснить частью какого структурного парагенезиса являются рудные образования, и определить какие составляющие дорудных и синрудных парагенезисов могут оказаться рудовмещающими, чтобы на основании этого усилить прогноз.

• Еще одна проблема – оконтуривание рудного поля или перспективного участка в его природных границах и определение его площади для определения площадной продуктивности. Перспективным для оценки «естественных» границ рудных полей и локализации потенциально рудоносных участков представляется выделение (картирование) однородных структурных доменов, т.е. участков с одинаковым или сходным развитием элементарных структурных форм (включая рудные тела).

[1] УК Полюс, Москва, Россия

• Таким образом, для эффективного прогноза и поисков месторождений структурная геология должна предоставить непротиворечивую модель рудной зоны, которая позволит:

– выделить однородные структурные домены для определения естественных границ рудных полей.

– связать разрозненные прямые признаки оруденения,

– разделить дорудные, синрудные и пострудные структурные парагенезы.

Е.В. Артюшков[1], П.А. Чехович[1,2]

Бассейн Руб-эль-Хали на юго-востоке Аравийской платформы. Погружение в результате уплотнения пород в земной коре за счет проградного метаморфизма

Для объяснения крупных погружений земной коры обычно используются сильное растяжение литосферного слоя [1, 2 и др.], его упругий изгиб под нагрузкой тектонических покровов [3 и др.], а также динамическая топография на кровле астеносферы [4 и др.].

В юго-восточной части Аравийской литосферной плиты находится фанерозойский осадочный бассейн Руб-эль-Хали глубиной 10 км [5 и др.]. К северо-востоку от него расположен мощный тектонический покров горно-складчатого сооружения Загрос. Бассейн отстоит далеко от фронта этого покрова, и его фундамент углубляется в юго-западном направлении. Основная часть осадков накопилась в бассейне до надвигания покрова, что исключает заметный вклад его нагрузки в формирование впадины.

Для образования бассейна под действием нисходящих течений в мантии нужно, чтобы они непрерывно продолжались под бассейном в течение полумиллиарда лет. Все это время Аравийская плита дрейфовала по сложной траектории на многие тысячи километров. Столь долгое существование под ней нисходящих мантийных течений представляется маловероятным.

Через бассейн Руб-эль-Хали и прилегающие области построен детальный сейсмогеологический разрез протяженностью 1400 км [5]. После об-

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Музей землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

разования бассейна в конце докембрия за счет растяжения литосферы (рифтогенеза) пострифтовое погружение должно было замедляться во времени, и к началу мезозоя оно бы уже почти прекратилось. Но основная часть осадков накопилась в бассейне в мезозое и кайнозое. Это обстоятельство исключает ведущую роль растяжения литосферы в его образовании. Более того, подсчет растяжения на фундаменте бассейна показал, что оно могло обеспечить в нем меньше одного процента от наблюдаемого погружения.

Согласно гравиметрическим данным, земная кора в бассейне Руб-эль-Хали близка к изостатически равновесному положению. В таких условиях единственно возможной причиной накопления на ней до 10 км осадков в отсутствие растяжения могло быть только значительное уплотнение пород в нижней части коры за счет проградного метаморфизма. При этом конкретный тип метаморфической реакции не является существенным.

Ранее было показано, что указанный механизм был ответственным также за образование крупнейшего в мире Западно-Сибирского осадочного бассейна в мезозое и кайнозое [6]. В обоих бассейнах скорость погружения сильно изменялась во времени, и картина распределения погружений на площади неоднократно испытывала резкие перемены. Большие пространственно-временные вариации скорости погружения коры трудно связать с изменением состояния литосферного слоя. Можно предположить, что они были обусловлены вариациями темпов притока в кору глубинных мантийных флюидов, катализировавших проградные метаморфические реакции в нижней коре [6].

Для прохождения флюидов через мантийную литосферу в течение интервалов времени порядка 10 млн лет, они должны были обладать поверхностно активными свойствами. Это позволяло им достигать подошвы земной коры, проникая сквозь литосферу в виде тончайших пленок, смачивающих зерна мантийных пород. Описанный механизм погружения земной коры мог быть причиной образования многих других крупных осадочных бассейнов.

Исследования выполнены в рамках государственных заданий Минобрнауки России для ИФЗ РАН на 2025–2027 гг. (№ гос. задания FMWU-2025-0031, рег. № 125032404354-3) и для МГУ имени М.В. Ломоносова на 2023–2028 гг. (ИД № 26874048, шифр темы АААА-А16-116042010088-5).

Литература

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

2. *Allen J.R., Allen P.A.* Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. 3rd Edition. Wiley-Blackwel: 2013, 640 p.

3. *De Celles P.G., Giles K.A.* Foreland basin systems // Basin Research. 1996. V. 8. P. 105–123.

4. *Molnar P., England P.C., Jones C.H.* Mantle dynamics, isostasy, and the support of high terrain // Journal of Geophysical Research. Solid. Earth. 2015. V. 120. P. 1932–1957. https://doi.org/10.1002/2014JB011724

5. *Stewart S. A.* Structural geology of the Rub' Al-Khali Basin, Saudi Arabia // Tectonics. 2016. V. 35. P. 2417–2438. doi:10.1002/2016TC004212.

6. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Западно-Сибирский осадочный бассейн. Сильно неоднородное погружение земной коры – результат метаморфизма, катализированного притоком мантийных флюидов // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520, № 2. С. 299–311.

Е.В. Архипова[1], Г.В. Брянцева[2], А.Д. Жигалин[3]

Особенности сейсмической активизации регионов в обрамлении Северной Пацифики

Введение

Тихоокеанский активный пояс обрамляет наиболее крупный и древний океан Земли и унаследовано развивается на протяжении значительной части ее геологической истории. Судя по возрасту офиолитов в некоторых частях пояса, спрединг в пределах Тихого океана сочетается с образованием и аккрецией многочисленных островных дуг на его периферии еще с докембрия [4]. Более 2/3 всех землетрясений современной Земли приурочено к сейсмофокальным зонам Тихоокеанского пояса. Многочисленными исследованиями долговременных вариаций сейсмичности различных сегментов и уровней литосферы пояса обнаружены признаки системного единства, которые проявляются в согласованном изменении количества землетрясений. Наиболее показательны в этом отношении сейсмоактивные зоны по обеим сторонам Восточно-Тихоокеанского поднятия в центральном и южном сегментах Тихоокеанского пояса [1, 2]. В Северотихоокеанском сегменте высокую сейсмическую активность проявляют Японская, Курило-Камчатская и Алеутская островодужные

[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

системы, образованные за счет субдукции, а также внутренняя Тихоокеанская мегазона Северо-Американских Кордильер, представленная структурами Берегового Хребта (рис. 1). Для того, чтобы выявить возможные закономерности долговременных изменений сейсмичности на севере Пацифики проведен сравнительный анализ временных рядов землетрясений этих регионов с использованием данных сейсмического каталога *USGS* [5].

Основные особенности тектонического строения и геодинамического развития сейсмоактивных зон Северной Пацифики

Современный стиль развития северной Пацифики определяется процессами субдукции коры Тихоокеанской впадины под Евразиатский и Северо-Американский континенты (рис. 1). На севере Тихого океана вы-

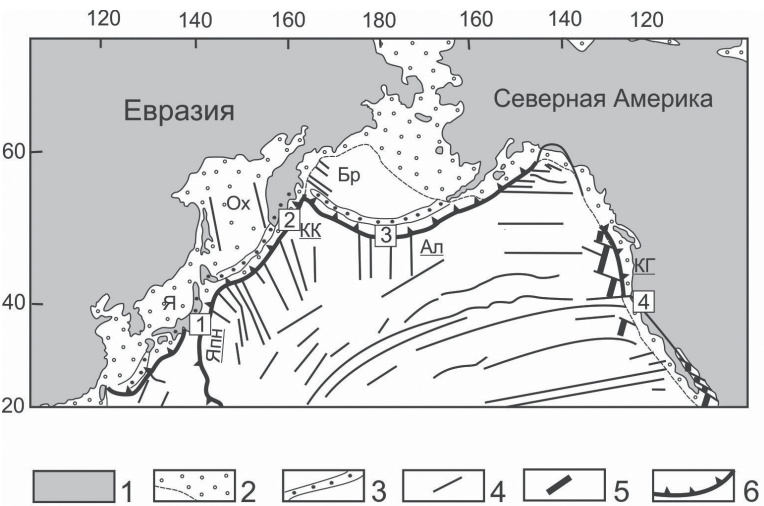


Рис. 1. Сейсмоактивные зоны в общей структуре Северной Пацифики (по В.Е. Хаину [4]).

1 – континентальные области; 2 – области развития континентальной коры островных дуг и окраинных морей; 3 – вулканические дуги; 4 – зоны разломов; 5 – спрединговые зоны; 6 – зоны субдукции. Зоны тектонического районирования (цифры на схеме): 1 – Японская островная дуга (ЯОД), 2 – Курило-Камчатская островная дуга (ККОД), 3 – Алеутская островная дуга (АОД), 4 – Береговой хребет (БХ). Зоны субдукции: Япн – Японская, КК – Курило-Камчатская, Ал – Алеутская, КГ – Каскадных гор. Окраинные моря: Бр – Берингово море, Ох – Охотское море, Я – Японское море

сокую сейсмическую активность проявляют три островодужные системы, включая Японскую, Курило-Камчатскую и Алеутскую, а также западная окраина Североамериканского континента – зона Берегового хребта.

Японская островная дуга (ЯОД) протягивается на юг от о. Хоккайдо до о-вов архипелага Рюкю, представляет собой энсиалическую дугу, в основании которой находится коллаж разновозрастных террейнов. Возраст заложения тектонических элементов дуги омолаживается с севера на юг – в основании северных элементов встречаются блоки протерозойского возраста, на юге дуга представляет собой коллаж офиолитов, островодужных и батиально-абиссальных комплексов с возрастом вплоть до миоценового [4]. Вдоль фронта дуги протягивается Японский желоб с примыкающей к нему зоной субдукции. В составе выборки за период с 1980 по 2025 гг. учтено 14279 событий с $M_{min} \geq 4.5$. Очаги землетрясений рассредоточены в широком диапазоне глубин, максимально активными являются глубины от 0 до 10 и от 30 до 40 км, ниже количество очагов постепенно уменьшается, максимальная глубина гипоцентров составляет 605 км.

Курило-Камчатская островная дуга (ККОД) протягивается на 2500 км с севера на юг от Северной Камчатки до о-ва Хоккайдо, где смыкается с Японской островной дугой. Перед фронтом дуги расположен Курило-Камчатский глубоководный желоб и наклоненная под дугу зона скопления гипоцентров с глубинами более 650 км. Дуга является энсиалической, частично заложенной на отторженцах континентальной коры Евразии, и представляет собой коллаж из нескольких островных дуг различного возраста. В южной, Курильской части дуга имеет кору переходного типа, на севере обладает континентальной корой мощностью около 30 км. На Камчатке выделяются два новейших структурных парагенезиса, которые отражают различные условия формирования и, по-видимому, имеют разные глубины заложения [3]. В составе выборки за период с 1980 по 2025 гг. учтено 12 029 событий с $M_{min} \geq 4.5$, основное количество очагов сконцентрировано на двух глубинных уровнях – от 0 до 30 и от 30 до 50 км, ниже количество очагов постепенно уменьшается, их максимальная глубина достигает 679 км.

Алеутская островная дуга (АОД). Алеутская островная дуга начинается от самого серверного из полуостровов Камчатского мыса и протягивается до Аляски при общей длине около 2000 км. Дуга является классическим примером энсиматической дуги и разделяет северную часть Тихого океана и котловину Охотского моря, подстилаемую корой океанского типа. Дуга заложилась в палеоцене и развивается с эоцена поныне, со стороны Тихого океана окаймляется глубоководным желобом [4]. В пределах дуги с 1980 по 2025 гг. отмечено 7206 сейсмических событий с $M_{min} \geq 4.5$, их максимум с количеством 3401 находится на глубинах от 30 до 40 км.

Сейсмоактивная область Берегового хребта (БХ). Тектоника землетрясений Берегового хребта Северной Америки связана с активным взаимодействием Североамериканской и Тихоокеанской литосферных плит. Область расположена во Внутренней, Тихоокеанской зоне Северо-Американских Кордильер, обладает сложным гетерогенным строением. Со времени заложения зоны в позднем рифее она претерпела несколько эпох диастрофизма и представляет собой коллаж из более чем сорока террейнов различного состава, строения и происхождения. В настоящее время Тихоокеанская зона испытывает орогенез. Современная сейсмичность указывает на продолжающиеся процессы сжатия и обусловлена отчасти функционированием небольшого отрезка остаточной зоны субдукции, сохранившейся к северу от трансформного разлома Мендосино, а также многочисленными деформациями, связанными с трансформными перемещениями и складчато-глыбовыми деформациями структур Северо-Американских Кордильер во Внутренней зоне [4]. Для активной области Берегового хребта в составе выборки учтено 2419 событий с $M_{min} \geq 4.5$, основное большинство очагов землетрясений находится на глубинах до 30 км.

Анализ вариаций сейсмичности

С тем, чтобы рассмотреть вариации сейсмичности активных зон в северной части Тихого океана, на основе каталога *USGS* сформированы выборки сейсмических событий сейсмоактивных зон в интервале с 1980 по 2025 г. с $M_{min} \geq 4.5$ [5]. По выборкам построены временные ряды вариаций землетрясений со скользящим осреднением по 10 гг. и сдвигом в 1 год, проведено их корреляционное сопоставление. Для определения максимально активных уровней выборки просканированы по глубинам, для трех выявленных уровней максимальной активности также рассчитаны временные ряды и вычислены коэффициенты их парной корреляции.

Сравнительный анализ временных рядов, отражающих тенденции изменения количества землетрясений Алеутской островодужной системы и вариаций в пределах Берегового хребта Северной Америки, показал их близкое соответствие, обусловленное, по-видимому, синхронностью современных геодинамических процессов и наличием единого управляющего начала, связанного с субдукцией на северо-востоке Тихого океана (рис. 2).

Анализ долговременных изменений сейсмичности для энсиалических дуг на западе Северной Пацифики в целом показал их независимый характер. Общий стиль активизации этих зон предполагает кратковременные импульсы, связанные с сильными событиями. Для Японской дуги в рассматриваемом периоде это события 2011 г. (3376 событий – 24%

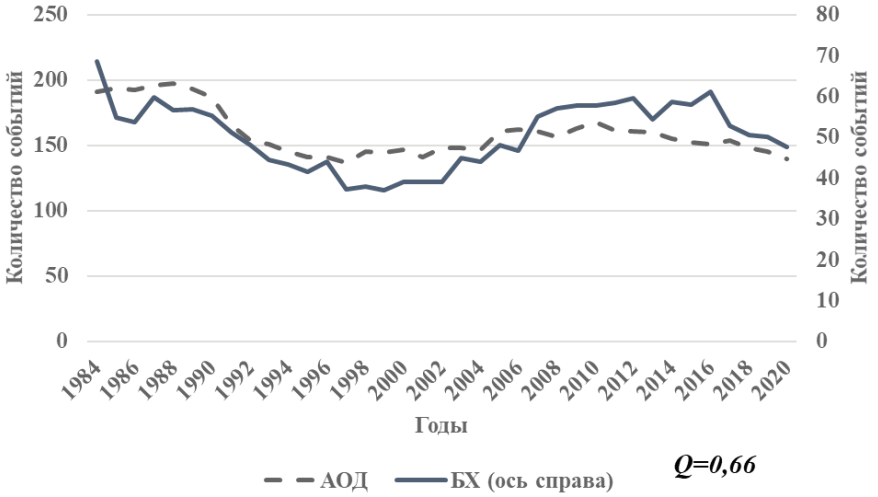


Рис. 2. Вариации количества землетрясений с $M_{min} \geq 4.5$ Алеутской островодужной системы (АОД) и сейсмоактивной зоны Берегового хребта (БХ). Скользящее среднее по 10 гг., сдвиг 1 год

от всего числа событий), для Курило-Камчатской дуги – события 1994, 2006 и 2025 гг. (643, 745, 1689 событий соответственно – 26% от общего числа событий). Анализом долговременных вариаций сейсмичности на разных уровнях глубины обнаружено близкое соответствие вариаций для островных дуг на глубинах 0–30 км, на глубинах 30–100 и более 100 синхронности не выявлено.

Подводя итог, в отличие от центрального и южного сегментов Тихого океана, северный отличается высокой автономностью процессов в пределах островодужных систем, заложенных на гетерогенной континентальной коре, более длительным накоплением и импульсным характером высвобождения сейсмической энергии в процессе сильных событий и приуроченных к ним мощных серий афтершоков со значительными магнитудами. При этом вариации сейсмичности на северо-востоке, в пределах энсиматической Алеутской дуги и Берегового Хребта имеют более плавный, рассредоточенный характер и обнаруживают признаки системного единства.

Литература

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

// Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 1. Материалы LII Тект. сов. М.: ГЕОС, 2020. С. 31–35.

2. *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 Тект. сов., посв. 100-летию ак. Ю.М. Пущаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 24–8.

3. *Трифонов В.*Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 514).

4. *Хаин В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника (Тектоника континентов и океанов): учебное пособие. Тверь: ООО «Издательство ГЕРС», 2004. 270 с.

5. Мировой каталог землетрясений геологической службы USGS [Электронный ресурс]. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/ (дата обращения: 31.10.2025).

Д.А. Астафьев[1]

Результаты применения тектоно-геодинамических критериев прогноза зон нефтегазонакопления на шельфах арктических и дальневосточных морей России

На шельфе арктических и дальневосточных морей России перспективной площадью около 4.0 млн км^2 содержится более 130 млрд т.у.т. извлекаемых ресурсов углеводородов (УВ), в т.ч. газа более 77%. Однако, после первых открытий крупных месторождений УВ в конце 70–80-х годов XX века на шельфах Баренцева и Охотского морей около 30% глубоких скважин на крупных и средних по размерам структурах, таких как Адмиралтейская, Крестовая, Арктическая, Ферсмановская, Северо-Мурманская и др. оказались непродуктивными.

В Охотском море из 97 пробуренных скважин, непродуктивных 28 (29%), в т.ч. на шельфе Сахалина 93 скважины – непродуктивных 23 (24%); на Магаданском шельфе 3 скважины (100%); на Западно-Камчатском шельфе 2 скважины (100%), на Западно-Сахалинском шельфе 12 скважин, в т.ч. непродуктивных 10 (83%). Все они были заложены вне контура структуры или не подтвердили нефтегазоносность.

[1] ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

К настоящему времени почти стопроцентная успешность бурения оказалась для Южно-Карской впадины, что объясняется почти полной аналогией размещения зон нефтегазонакопления (ЗНГН) с сухопутными областями Западно-Сибирского мегабассейна [1].

Тем не менее, для всех осадочных и нефтегазоносных бассейнов (ОБ) шельфа арктических и дальневосточных морей России остается проблема – при наличии значительных НСР УВ и низкой их разведанности где искать крупные и уникальные месторождения, как повысить рентабельность их освоения?

В настоящее время появилась возможность проанализировать массивы новой качественной геолого-геофизической информации, прежде всего накопившейся в связи с интенсивным освоением ресурсов УВ [4, 5], других полезных ископаемых, геолого-геофизических материалов региональных и поисковых работ как по глубинному строению ОБ, так и крупных регионов суши и шельфа, континентов и океанов. Это позволило понять связи осадочного чехла ОБ со строением пород переходного комплекса, складчатого основания, фундамента и мантии. Кроме того, подошва осадочного чехла и кровля консолидированных пород фундамента обычно надежно картируется методами сейсморазведки, что обеспечивает при совместной интерпретации строения осадочного чехла и подчехольного комплекса пород высокую достоверность глубинной модели ОБ в целом, являющейся геологической основой для прогноза нефтегазоносности. В этой связи на примерах многочисленных ОБ различной геодинамической приуроченности и возраста обоснована общая и доминирующая закономерность размещения крупных ЗНГН, обусловленная рифтогенным процессом формирования межрифтовых, внутririфтовых гипсометрически приподнятых блоков в центральных и осевых областях, а также крупных межразломных и приразломных блоков в краевых областях ОБ. Во всех случаях рифтовая система формирует своеобразный тектонический каркас ОБ с гипсометрически приподнятыми блоками, определяющими в последствие размещение ЗНГН. В итоге для большинства ОБ установлено, что наиболее крупные ЗНГН с месторождениями-доминантами приурочены к межрифтовым, внутririфтовым гипсометрически приподнятым блокам в центральных и осевых областях ОБ, а также к крупным межразломным и приразломным блокам в их краевых областях [1, 3].

Важно, что уже на ранних стадиях изучения ОБ можно определять положение наиболее крупных ЗНГН и отдельных месторождений УВ, оценивать в них ожидаемые ресурсы и запасы, принимать решения о целесообразности освоения лицензионных участков распределенного фонда и новых участков недр. Такая методология успешно применена для малоизученных шельфовых ОБ Арктики и Дальнего Востока России.

Так, на шельфе Баренцева моря с учетом необходимости наращивания ресурсной базы газодобычи района Штокмановского газоконденсатного месторождения, уже подготовленного к разработке, в ареале этого центра газодобычи из имеющихся здесь структур-сателлитов выбраны следующие ЗНГН с наиболее крупными прогнозируемыми запасами:

– на гипсометрически приподнятых блоках осевой зоны Восточно-Баренцевского рифтогенного прогиба доразведке подлежит Ледово-Лудловская, севернее в 150 км от неё Лунинская, на западном склоне Восточно-Баренцевского прогиба в 100 км к северо-западу от Штокмановского месторождения – Демидовско-Медвежья;

– юго-западнее Штокмановского месторождения – межразломный свод Федынского, а севернее в приосевой Альбановской седловине – высокоамплитудная Орловская структура;

– в отдаленных северных районах Баренцева моря во впадине Святой Анны целесообразно продолжить изучение прогнозируемой ЗНГН Тегеттгофа, а в Северо-Карском ОБ актуально изучение перспективных зон Центральной, Визе и Ушаковской.

Шельф Карского моря, как и суша Надым-Пур-Тазовского региона, это огромная область неоднократной деструкции литосферы (учитывая существование домезозойских ОБ на активных окраинах сближающихся Восточно-Европейского и Сибирского палеоконтинентов). Здесь в пределах Центрально-Карского межрифтового мегавала первоочередными для поисково-разведочных работ (ПРР) были определены структуры в северной части – Рогозинская (теперь месторождение им. Маршала Рокоссовского), Рождественская, Кропоткина, Матусевича; на Предновоземельской моноклинали – Университетская (теперь месторождение Победа), Викулинская (теперь месторождение им. Маршала Жукова), Власьевская, Татариновская и др.; Северо-Обское месторождение на Преображенском межрифтовом поднятии.

Вторым перспективным направлением ПРР обоснована Западно-Шараповская ЗНГН, с прилегающими Шараповской, Шкиперской и Крузенштерн-море структурами на межрифтовых блоках. Они дополнят ресурсную базу Бованенково-Харасавэйского центра газодобычи [5].

Третьим по значимости обоснована Обручевская ЗНГН с группой соседних структур Обручевского вала и структур-сателлитов, приуроченных к межразломным блокам.

В научном и практическом отношении для изучения нижней части осадочного чехла, пород переходного комплекса и фундамента будет представлять интерес определение роли и значения геотермической аномалии под Южно-Карской впадиной и связей её со структурой литосферы, тектоникой, геодинамикой и кинематикой блоков фундамента, осадочного

чехла и распределением ресурсов УВ. Также представляет интерес глубинное сочленение Южно-Карской впадины с Новоземельским орогеном и Восточно-Баренцевской впадиной в плане уточнения газонефтеперспективности Приновоземельских участков.

В акватории морей Восточной Арктики в результате проведенных геофизических работ выявлено около 100 газонефтеперспективных структур: 18 в Северо-Чукотском секторе, 20 в Восточно-Сибирском море и 59 в море Лаптевых. Здесь на наиболее крупных структурах возможны открытия месторождений с запасами 150–250 млн т у.т. Причем на крупных поднятиях возможны так называемые поглощающие ловушки, включающие группы ловушек, приуроченных к одному и тому же своду или мегавалу типа Мининского или Трофимовского.

На шельфе Восточно-Сибирского моря (Восточно-Арктический ОБ) Северо-Врангелевский участок недр включает газонефтеперспективные структуры Безымянная, Северо-Шелагская, Шелагская, Восточно-Шелагская, Дремхедская и др. В пределах изученной сейсморазведкой 2D южной и восточной частей участка выявлено 22 нефтегазоперспективные структуры, на 9-ти наиболее крупных из которых оценены ресурсы по категории D2 в размере 102.3 млрд м^3 газа и 238.8/71,6 млн т (геол./извлек.) нефти. Однако, здесь также возможны крупные ловушки, поглощающие две-три и более мелких структур. В целом слабоизученные шельфы морей Восточной Арктики характеризуются пока недостаточно определенными перспективами в плане возможности подготовки крупных запасов газа и тем более нефти.

Аналогичные проблемы сохраняются для Северо-Карской, Анадырской, Хатырской и др. областей с относительно малоразмерными и не очень глубокими рифтогенными впадинами.

В связи с успешным освоением северо-восточной части Присахалинского шельфа Охотского моря начато опоискование структур в пределах крупного межрифтового поднятия Полевого – Центрально-Пограничной, Озерной, Хузинской, обособленной Керосинной и др. Также целесообразно будет изучение объектов проекта «Сахалин-7» [2]. Здесь прогнозируется открытие ряда газосодержащих месторождений в диапазоне крупности 10–60 млрд м^3.

На Западно-Камчатском шельфе первоочередными перспективными могут являться структуры в пределах межрифтовых поднятий – Утхолокско-Колпаковского, Пьягинского, Прикамчатского, Омгинского и Тайгоносского. В северной части шельфа Западной Камчатки также целесообразно продолжить ПРР на нефть и газ, что приведет к открытию месторождений УВ, преимущественно газа, на локальных структурах в пределах Омгонского поднятия, в частности, на Пенсепельской, Качилынской, Жиловской, Тигильской, Кедровой и др.

На западном шельфе Сахалина обосновано наличие благоприятного сочетания пластов-коллекторов и флюидоупоров практически во всех выделенных свитах осадочного чехла и на межразломных выступах пород фундамента. Здесь рекомендуется доразведка нижних горизонтов Изыльметьевского газового месторождения, а также проведение ПРР на прогнозируемых месторождениях Ламанонской, Бошняковской и Холмской ЗНГН.

В условиях неповсеместного развития пластов-коллекторов в основных нефтегазоносных комплексах Охотоморского ОБ альтернативными направлениями ПРР могут быть зоны повышенной тектонической активности, где развиты коллектора трещинного типа, а также межразломные выступы фундамента, облекаемые флюидоупорами, например, Шантарский, Пьягинский, Западно-Камчатский и др. (аналоги выступов на Зондском шельфе Вьетнама).

Для дальнейшего изучения ОБ обоснована целесообразность продолжения регионального и глубинного изучения недр России системой сейсмотомографических профилей и отдельными скважинами научного и параметрического бурения в комплексе с GPS-ГЛОНАСС съёмками в режиме мониторинга.

Литература

1. *Астафьев Д.А*. Современные проблемы и альтернативные идеи изучения глубинного строения нефтегазоносных бассейнов, геодинамики и нафтидогенеза // Научно-технический сборник «Вести газовой науки». 2023. № 1. С. 262–277.

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

3. *Астафьев Д.А., Скоробогатов В.А., Толстиков А.В*. А будет ли «большая нефть» в недрах морских осадочных бассейнов Северной Евразии? // Научно-технический сборник «Вести газовой науки». 2023. № 1. С. 253–261.

4. *Афанасенков А.П., Высоцкий В.И., Скоробогатов В.А*. Развитие минерально-сырьевой базы нефтегазового комплекса России и мира в XX–XXI вв.: итоги, проблемы, перспективы // Научно-технический сборник «Вести газовой науки». 2021. № 3(48). С. 21–40.

5. *Толстиков А.В., Астафьев Д.А., Штейн Я.И., Кабалин М.Ю., Наумова Л.А*. Запасы и ресурсы углеводородов, перспективы изучения и промышленного освоения недр морей России в XXI веке // Геология нефти и газа. Газпром ВНИИГАЗ – 70 лет. 2018. С. 75–87.

Я.Г. Аухатов[1]

К вопросу о происхождении Камско-Кинельской системы прогибов Волго-Уральской области

В 2025 году исполняется 70 лет со дня опубликования В.М. Познером [9] статьи «Стратиграфия терригенной толщи нижнего карбона Камско-Кинельской впадины». Эта работа явилась обобщением материалов пробуренных скважин, вскрывших мощные толщи нижнего карбона в пределах Волго-Уральской области (ВУО). Первоначально такие отложения были вскрыты разведочными скважинами в 1939 году на Булдырьской площади Татарстана, а затем в ряде районов Самарской, Пермской, Оренбургской областей. Название Камско-Кинельской впадины (ККВ) происходит от рек Кама и Кинель. После работ М.Ф. Мирчника с соавторами эта структура получила название Камско-Кинельская система прогибов (ККСП) [7].

Такое региональное положение ККСП в ВУО обусловило появление многочисленных публикаций, затрагивающих вопросы происхождения ККСП. Несмотря на хорошую изученность, вопросы происхождения ККСП продолжают волновать ученых и сегодня. Об этом свидетельствуют новые опубликованные работы [5, 8], поэтому автор взял на себя смелость вкратце изложить эти вопросы.

На сегодняшний день можно выделить несколько групп точек зрения: 1) эрозионная, 2) седиментационная, 3) тектоно-седиментационная.

Согласно эрозионному фактору, предполагался размыв карбонатных пород фаменского яруса верхнего карбона и турнейского яруса нижнего карбона (Познер В.М., Троепольский В.И., Эллерн С.С.). Е.Ф. Станкевич допускал два эрозионного цикла после накопления карбонатных пород фаменского яруса и турнейского яруса.

На основе корреляции разрезов скважин в интервале от подошвы доманикового горизонта среднедевонских отложений до кровли верейского горизонта среднекаменноугольных отложений на территории Самарской и Оренбургской областей И.С. Гутман с соавторами пришли к выводу, что ККСП имеет блоковое строение [5]. Подъем блоков в осевой зоне Камско-Кинельской системы прогибов и размыв карбонатных отложений турнейского и большей части фаменского ярусов завершился в позднетурнейское время. Начавшееся в визейское время погружение блоков сопровождалось накоплением терригенных осадков косьвинского горизонта. Авторы при-

[1] Институт проблем экологии и недропользования АН Республики Татарстан, Казань, Россия

ходят к выводу, что: «ККСП представляет собой сложное тектонически активное межсводовое сооружение, приуроченность которого к крупным рекам, обусловленным глубинными разломами, не вызывает сомнений» [5]. Как видим, значение эрозионного фактора в объяснении происхождения ККСП актуально и сегодня.

Используя данные М.Ф. Филиповой и др., М.М. Грачевским [4] была предложена седиментационная теория происхождения ККВ в виде аккумуляционно-топографической впадины, а не эрозионной или тектонической. Эта впадина, по его представлениям, возникла в результате постепенного отмирания обширного и относительно глубоководного доманикового бассейна и превращения его в мелководный эпиконтинентальный бассейн. Было отмечено последовательное сокращение площади распространения доманиковой фации вверх по разрезу от доманикового горизонта верхнего девона до кизелевского горизонта турнейского яруса нижнего карбона, в котором она приурочена к осевой зоне ККВ. При этом ККВ понимается как зона распространения мощной терригенной толщи нижнего карбона. М.М. Грачевский также предполагал участие барьерного рифообразования в бортовых зонах ККВ и выделил три зоны: 1) мелководный шельф; 2) подводный склон впадины; 3) дно впадины. В заключительной стадии развития АТВ их внутренняя часть быстро заполняется мощной толщей терригенных осадков.

Тектоно-седиментационные условия возникновения этой отрицательной структуры рассмотрены М.Ф. Мирчинком с соавторами, которые пришли к выводу, что она возникла к концу фаменского века, в наиболее погруженных участках палеовпадин и межсводовых понижений как сеть сообщающихся между собой некомпенсированных прогибов [7]. При этом под ККСП понимается не зона развития мощной толщи терригенных отложений нижнего карбона, а более широкая полоса депрессий. Выделяются сводовые (рифогенные) и депрессионные (доманикового облика) типы разрезов ККСП.

Что касается тектонических условий возникновения ККСП, можно выделить два направления геотектонического растяжения и сжатия. Р.Н. Валеев [3], С.С. Эллерн [11] большое значение придавали условиям растяжения. С.С. Эллерн подчеркивал совпадение возникновения ККСП с островодужным этапом развития Урала и накоплением флишевых отложений [11]. И.Н. Плотникова с соавторами [8] также придерживаются роли возрождения авлакогенов, заложенных в рифейское время. Хотя между авлакогенами и ККСП не устанавливаются тесные связи. Прогибы ККСП в современном структурном плане размещаются как на древних выступах фундамента (Муханово-Ероховский, Сарапульский), так и в пределах авлакогенов (Усть-Черемшанский, Нижнекамский, Можгинский, Фокинский).

Все рассмотренные нами точки зрения указывают на необходимость рассматривать появление ККСП как результат единого процесса геодинамического развития ВУО.

ВУО в течение байкальского и герцинского циклов тектогенеза представляла зону интенсивной тектономагматической активизации, развивавшуюся под воздействием мощных процессов байкальского и герцинского рифтогенеза, шарьяжно-надвиговых движений, сопутствующих формированию крупнейшего орогенного пояса Урала. В эти длительные промежутки времени формируются определенные генетические типы структур (авлакогены, синеклизы, наложенные впадины и прогибы), выполненные своеобразными комплексами осадочных и магматических формаций и свойственным им парагенным комплексом полезных ископаемых [3]. Комплексы формаций и вмещающие их структуры, отвечающие определенному этапу развития, обычно объединяют под названием структурных этажей или структурно-вещественных комплексов.

По поверхности фундамента и непосредственно в осадочном чехле прослеживаются следующие типы отрицательных структур: авлакогены (Камско-Бельский, Сергиевско-Абдуллинский), наложенные прогибы (Камско-Кинельская система прогибов), которые объединены в дугообразно изогнутые системы. Для них характерно увеличение мощности осадочных отложений в региональном плане, которые можно было бы объединить под названием Камско-Бузулукской системы зоны опусканий. В рифейский цикл тектогенеза преимущественное развитие получают авлакогены, контролирующие мощные рифейские отложения. Герцинский цикл тектогенеза, в особенности в раннегерцинские фазы, характеризуется возрождением рифейских авлакогенов и образованием наложенной Камско-Кинельской системы прогибов. В позднегерцинские фазы тектогенеза происходило заложение наложенной Бугурусланской впадины в поздней перми.

Для казанского яруса верхнепермской подсистемы повышенные мощности (до 200–250 м) приурочены к зонам опускания. Максимальные мощности приурочены к центральной части Верхнекамской впадины, а южная располагается в осевой зоне Бугурусланской впадины. Если северный максимум мощностей расположен в зоне распространения красноцветной молассы, то с южным, наоборот, связано значительное развитие галогенной формации.

Для авлакогенов и наложенных прогибов наблюдается зональное опускание ВУО с некомпенсированным осадконакоплением. Для них характерен определенный тектонический цикл (схематично): общее опускание, дифференцированное опускание (осевые, бортовые и шельфовые зоны), поднятие. Такие опускания проявились в глобальном плане, и поэтому есть необходимость рассматривать происхождение таких структур с геодинамическим развитием Земли.

Согласно новой модели геосинклинального процесса, на основе формационного анализа эвгеосинклинальных толщ установлено трехцикличное строение Уральской геосинклинали в палеозое [6]. Каждому циклу соответствует формационный ряд, состоящий из вулканических серий, флиша, олистострома и шарьирования. Периоды максимальных тектонических напряжений сжатия совпадают с временем формирования доманикоидных формаций в ВУО. Шарьирование огромных масс со стороны Уральской геосинклинали в сторону платформы вызвало опускание края Восточно-Европейской платформы в результате оттока подкоровых расплавов. В.Е. Артюшков связывает опускание земной коры с эклогитизацией [1].

Исходя из эволюционной направленности процессов литогенеза (эмерсивное, трансгрессивное, инундационное, регрессивное), в формационном строении ККСП участвуют формации трансгрессивно-инундационно-регрессивного цикла (терригенная, доманикоидная, рифогенная, карбонатно-сульфатная, угленосная) [2, 3, 7, 10].

В инундационном цикле широко происходило биохимическое осадконакопление с развитием богатых органическим веществом отложений доманикового типа, рифогенных сооружений. Вертикальный ряд формаций ККСП представляет нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманикоидная) – нефтегазорезервуарная (карбонатная и терригенная клиноформная).

Изучение ККСП в теоретическом и практическом плане актуально и сегодня, т.к. с ней связано большое количество месторождений углеводородов и которая является перспективной для открытия новых месторождений углеводородов, и также для получения сланцевой нефти из доманикоидной формации.

Литература

1. *Артюшков Е.В.* Механизм образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Растяжение или эклогитизация? // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 12. С. 1675–1686.

2. *Аухатов Я. Г.* Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 16–20.

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

4. *Грачевский М.М.* Особенности строения и формирования Камско-Кинельской впадины в Куйбышевском Заволжье и Татарии // ДАН СССР. 1959. Т. 114. № 5. С. 1311–1314.

5. *Гутман И.С., Потемкин Г.Н., Агеева И.А. и др.* Обоснование тектонической природы и времени формирования терригенной толщи нижнека-

менноугольных отложений и вмещающих ее карбонатных пород в Камско-Кинельской системе прогибов (в порядке обсуждения) // Нефтяное хозяйство. 2018. № 5. С. 30–35.

6. *Казанцева Т.Т.* Происхождение и развитие геосинклиналей. Уфа, 1981. 26 с.

7. *Мирчник М.Ф., Хачатрян В.Н., Громека В.И. и др.* Тектоника и зоны нефтегазонакопления Камско-Кинельской системы прогибов. М.: Наука, 1965. 214 с.

8. *Плотникова И.Н., Остроухов С.Б. Пронин Н.В.* К вопросу об условиях формирования Камско-Кинельской системы прогибов // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием. Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 157–158.

9. *Познер В.М.* Стратиграфия терригенной толщи нижнего карбона Камско-Кинельской впадины // ДАН СССР. 1955. Т. 104. № 6.

10. *Хачатрян Р.О.* Формаций девона и карбона востока Русской платформы // ДАН СССР. 1964. Т. 159. № 6. С. 1293–1296.

Т.Э. Багдасарян[1], А.В. Чистякова[1,2], Д.А. Кревсун[1], Р.В. Веселовский[1], А.В. Степанова[3], А.Ю. Бычков[2]

Первые результаты трековой термохронологии апатита и циркона Карельского кратона и восточной окраины Свекофенского орогена

Методы трекового датирования (Apatite Fission-Track – AFT, Zircon Fission-Track – ZFT, Titanite Fission-Track – TFT), в основе которых лежит анализ следов спонтанного деления ядер ^{238}U, давно перестали быть инструментом исключительно для определения возраста. Сегодня они активно применяются для реконструкции термической истории разнообразных геологических структур – от отдельных магматических тел до масштабных складчатых областей и платформ [1].

В то время как термическая история Фенноскандинавского щита в его западной части (Норвегия, Швеция, Финляндия) исследована достаточно

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[3] Институт геологии, Карельский научный центр РАН, Петрозаводск, Россия

подробно [2–4], его российская часть остается малоизученной. Несмотря на общепринятую точку зрения о тектонической стабильности древних щитов, термохронологические данные указывают на значительный прогрев западной части Фенноскандии в фанерозое, который, вероятно, был связан с интенсивными погружениями и поднятиями блоков земной коры, а также с колебаниями теплового потока [2–5]. Существующие интерпретации термохронологических данных для Фенноскандинавского щита носят неоднозначный характер, что подчеркивает необходимость привлечения новой информации с еще неизученных объектов, что и является целью настоящего исследования.

Для трекового датирования апатита и циркона были опробованы магматические комплексы в северной (массив Кивакка и дайка Пирттигубы) и южной (Авдеевская и Шальская дайки, Ропручейский силл и Салминский массив) частях Карельского кратона и на юго-восточной окраине Свекофенского орогена (Валаамский силл, Кузнеченский и Выборгский массивы). Трековый анализ апатита был выполнен в Лаборатории трекового анализа и изотопной геохронологии ИФЗ РАН (г. Москва) с измерением концентрации урана методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS).

Результаты трекового датирования апатита для большинства исследованных магматических комплексов варьируют в интервале ~870–1165 млн лет. Распределение длин треков является унимодальным со средними измеренными значениями от 10.7 до 13.5 мкм. Наименьший возраст получен для Кузнеченского (~870 млн лет) и Выборгского (~620 млн лет) массивов. Для Салминского массива, методом трекового датирования циркона, получена оценка возраста около ≈1.4 млрд лет.

Совокупность трековых данных по апатиту и циркону указывает на то, что в течение последних 0.9–1.2 млрд лет территория Карельского кратона и восточной части Свекофеннского орогена не испытывала прогрева выше 120 °С. Эти результаты хорошо согласуются с ранее опубликованными данными по соседним объектам в Финляндии. Построенные модели термальной эволюции интрузивных тел свидетельствуют об их монотонном охлаждении на протяжении фанерозоя со скоростью 0.12–0.31 °С/млн лет. Рассчитанные темпы денудации составляют 6–16 м/млн лет при значении геотермального градиента 20 °С/км [4].

Литература

1. *Malusà M.G., Fitzgerald P.G.* (Eds.). Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology // Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. 2019. Springer International Publishing, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-89421-8

2. *Green P.F., Japsen P., Bonow J.M., Chalmers J.A., Duddy I.R., Kukkonen I.T.* The post-Caledonian thermo-tectonic evolution of Fennoscandia // Gondwana Research. 2022. V. 107 P. 201–234. https://doi.org/10.1016/j.gr.2022.03.007

3. *Hall A.M., Putkinen N., Hietala S., Lindsberg E., Holma M.* Ultra-slow cratonic denudation in Finland since 1.5 Ga indicated by tiered unconformities and impact structures // Precambrian Research. 2021. V. 352. 106000.

4. *Hendriks B., Andriessen P., Huigen Y., Leighton C., Redfield T., Murrell G., Gallagher K., Nielsen S.B.* A fission track data compilation for Fennoscandia // Norwegian Journal of Geology. 2007. P. 143–155.

5. *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 Ar/39 Ar and Apatite Fission Track Data from the Kola Peninsula // Tectonics. 2019. V. 38. P. 2317–2337. https://doi.org/10.1029/2018TC005250

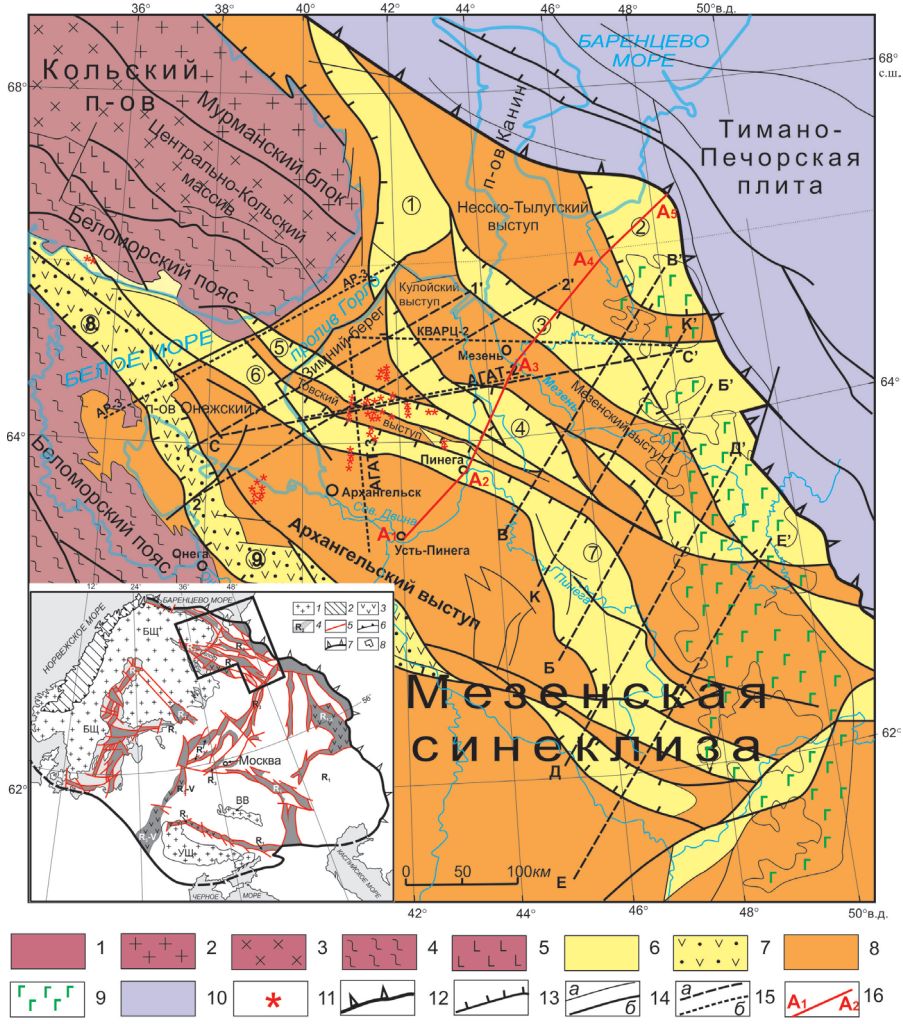
А.С. Балуев[1], Ю.В. Брусиловский[2]

Глубинное строение земной коры палеорифтовой системы Белого моря по результатам комплексного анализа геофизических данных

В работе представлена серия геолого-геофизических моделей глубинного строения литосферы восточной части Белого моря и прилегающей части Мезенской синеклизы, рельеф фундамента которой формирует палеорифтовую систему Белого моря. Двумерные сейсмоплотностные модели строения земной коры, построенные на базе опорных сейсмических профилей 3-АР (Кемь – Белое море – Канин Нос), Агат-2, Агат-3, Кварц 2, основаны на совместной интерпретации выполненных ранее сейсмоплотностных моделей [7] и моделей распределения источников магнитных аномалий (рис. 1). Для решения обратной задачи и построения модели распределения источников магнитных аномалий, была применена методика двумерной инверсии аномального магнитного поля [5].

В процессе интерпретации была выполнена процедура разделения аномального магнитного поля по глубине до источника и дальнейший анализ низкочастотной и высокочастотной составляющих аномального

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт океанологии РАН, Москва, Россия



1 2 3 4 5 6 7 8

9 10 11 12 13 14 15 16

магнитного поля. Эта процедура позволила построить модели распределения источников аномального магнитного поля как для глубинных горизонтов, так и для менее глубоких горизонтов (до 10 км), отражающих распределение источников поля, сформировавшихся в среднепалеозойский (позднедевонский) этап реактивации рифтовой системы Белого моря. Ранее уже были опубликованы некоторые из этих моделей [1, 2], здесь же, в качестве примера, представлена модель строения земной коры по профилю С–С’, содержащему фрагмент сейсмического профиля Агат-2

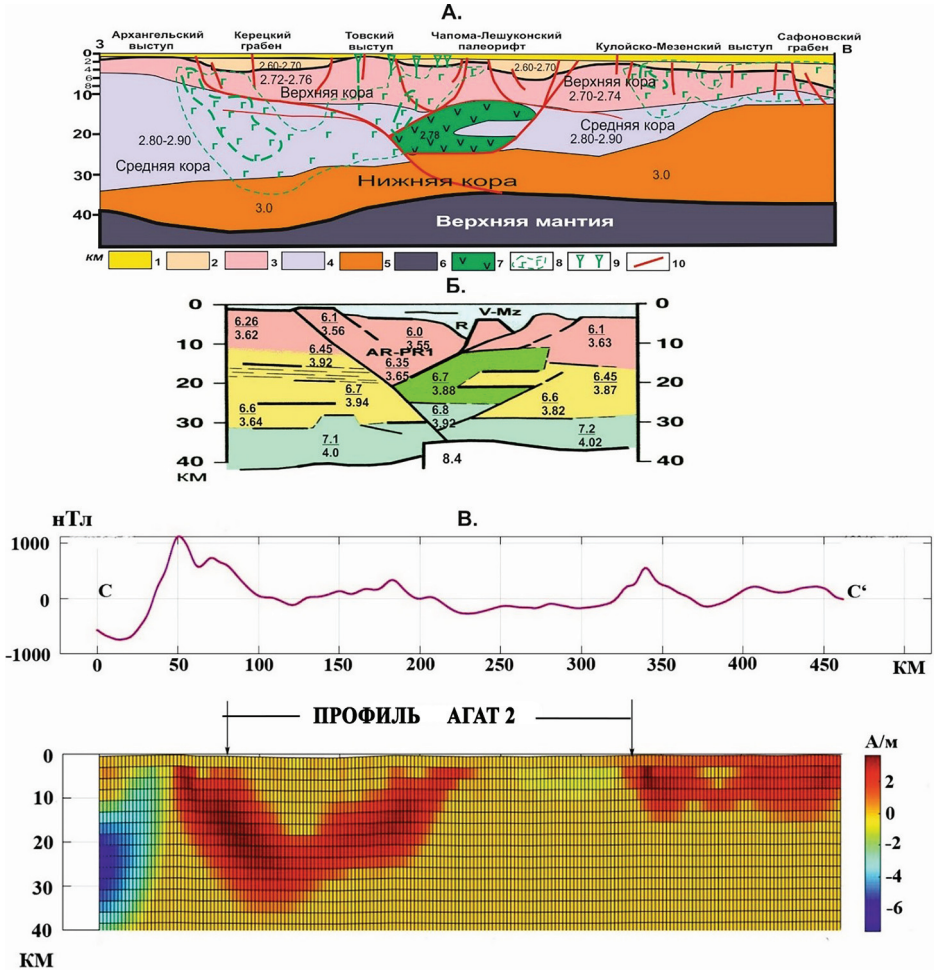
Рис. 1. Тектоническая схема северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы (составлена по материалам [7] и [3].

1 – Балтийский щит: *2, 3* – Кольский массив неоархейской консолидации: *2* – Мурманский блок, *3* – Центрально-Кольский блок; *4* – Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации; *5* – Имандра-Варзугский проторифтогенный палеопротерозойский пояс; *6–8* – плитная часть платформы, перекрытая вендпалеозойским осадочным чехлом (Мезенская синеклиза): *6, 7* – палеорифтовая система Белого моря: *6* – грабены в кристаллическом фундаменте платформы, выполненные средне-верхнерифейским терригенным комплексом, *7* – то же с участием продуктов магматизма, *8* – выступы кристаллического фундамента, разделяющие рифтогенные впадины; *9* – позднепалеозойские трапповые поля в осадочном чехле платформы по данным [3]; *10* – Тимано-Печорская плита (тиманиды); *11* – кимберлитовые трубки; *12* – граница ВЕП (надвиг тиманид на ВЕП); *13* – главные сбросы, формирующие рифтогенные грабены; *14* – прочие разломы, ограничивающие рифтогенные впадины: *а* – незначительные, *б* – основные; *15* – геолого-геофизические профили, представленные в работе: *а* – магнитные; *б* – сейсмические; *16* – геолого-геофизический профиль на рис. 2.

Цифры в кружках – рифтогенные впадины: 1 – Понойская, 2 – Пешская (Предтиманский прогиб), 3 – Усть-Мезенский-Сафоновский прогиб, 4 – Лешуконская, 5 – Чапомская, 6 – Керецская, 7 – Пинежская, 8 – Кандалакшская, 9 – Онежская

(рис. 2). Ниже приводится обобщенная характеристика глубинного строения земной коры палеорифтовой системы Белого моря, основанная на моделях, построенных по результатам комплексной интерпретации геофизических данных.

Совместная интерпретация сейсмоплотностных моделей и моделей распределения источников магнитных аномалий дала возможность установить связи между физическими параметрами моделей и геологическими структурами или телами и создать обобщённые геолого-геофизические модели исследуемых участков земной коры. Как видно, на построенных 2D моделях глубинного строения земной коры Мезенской синеклизы, земная кора здесь имеет сложное и неоднородное строение. Во-первых, сложная мозаичная картина, представленная на полученных моделях, отражает слоисто-блоковое строение литосферы. Как правило, земная кора Мезенской синеклизы по своим плотностным свойствам разделяется на четыре уровня: осадочный (местами вулканогенно-осадочный платформенный чехол неопротерозой-мезозойского возраста, перекрывающий верхнюю консолидированную кору гранито-гнейсового состава, представляющую собой, по сути, раннедокембрийский кристаллический фундамент платформы, средняя гранулит-базитового состава и нижняя кора, ограниченная в основании разделом Мохо. Блоковую структуру фундамента Мезенской синеклизы создают, в основном, рифтогенные разломы,



ограничивающие грабены и горсты палеорифтовой системы Белого моря. Они и разделяют блоки с разными плотностными свойствами. Главные структурообразующие разломы имеют листрический характер и выполаживаются к основанию верхней или средней коры, приобретая на глубине свойства детачмента, по которым может происходить проскальзывание отдельных горизонтов земной коры в условиях транстенсии. Мощность каждого слоя земной коры меняется относительно друг друга, но какой-то определенной закономерности относительно приповерхностных структур не наблюдается. Скорее, изменение мощностей различных горизонтов консолидированной коры имеет эндогенную природу.

Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по профилю С–С', включающий фрагмент сейсмического профилю Агат-2.

А. Геолого-геофизическая модель по профилю С–С', содержащий в центральной части разрез по профилю Агат-2 (составлен с использованием работ [4, 6, 7]. *1* – поздневендский–палеозойский осадочный чехол; *2* – синрифтовые терригенные образования; *3* – гранито-гнейсовый фундамент (верхняя кора); *4* – средняя кора; *5* – нижняя кора; *6* – верхняя мантия; *7* – магматическая камера (по данным [4]); *8* – участки земной коры, насыщенные магматическим материалом преимущественно основного состава; *9* – кимберлитовые трубки Зимнебережной алмазоносной провинции; *10* – разломы. Числа на разрезе обозначают плотность субстрата (г/см^3) на разных уровнях земной коры.

Б. Модель земной коры по сейсмическому профилю Агат-2 по данным ГСЗ и ОГТ [4]. Числа на схеме: скорости продольных (в числители) и поперечных (в знаменателе) упругих волн (км/сек).

В. График АМП по профилю С–С' для низкочастотной составляющей магнитного поля.

Г. Модель распределения источников АМП для профиля С–С' в формате 2D для низкочастотной составляющей магнитного поля

Однако, отмечается определенная корреляция рельефа поверхности Мохо со структурами поверхностного слоя земной коры. Так, под Кандалакшским грабеном наблюдается вытянутое вдоль простирания грабена поднятие в рельефе поверхности Мохо с отметками –38 км на северо-западе структуры до –35 км в центральной части грабена. Параллельно вдоль Керецкого рифта в рельефе поверхности Мохо отмечается линейная впадина с отметками от –39 км на северо-западе до –42 км на юго-востоке. Под Усть-Мезенским и Сафоновским грабенами выступ мантии достигает до отметки –34 км. Под Чапома-Лешуконским палеорифтом также наблюдается выступ мантии с амплитудой до 8 км. Таким образом можно отметить некоторую структурированность поверхности Мохо и адекватность ее поверхностным структурам земной коры Мезенской синеклизы.

Главным противоречием, с которым пришлось столкнуться в ходе геологической интерпретации выше приведенных разрезов, это некоррелируемость данных сейсмоплотностных моделей с данными распределения эффективной плотности субстрата земной коры по данным гравиметрии. Часто эти данные, которые, казалось бы, отражают одно и то же свойство субстрата, а именно его плотность, вступали на одном и том же разрезе в противоречие друг с другом. Поэтому в этом случае приходилось принимать решение приемлемое с точки зрения логики.

Распределение глубинных источников аномального магнитного поля на приведенных профилях в формате 2D для низкочастотной составляющей магнитного поля также отражает строение земной коры западной части

Мезенской синеклизы. Интенсивные длиннопериодные магнитные аномалии отражают здесь, скорее всего, насыщенность продуктами основного–ультраосновного магматизма в верхнем гранито-метаморфическом слое земной коры. В верхней же части модели распределения источником магнитных аномалий наблюдаются локальные, короткопериодные аномалии, связанные с магматическими телами, внедрёнными в осадочный чехол во время активизации средне- (девонского) и позднепалеозойского магматизма.

Литература

1. *Балуев А.С., Брусиловский Ю.В.* Строение земной коры Архангельской алмазоносной провинции по результатам комплексного анализа геофизических данных // Материалы LV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2024. С. 45–50.

2. *Балуев А.С., Брусиловский Ю.В.* Модель 2D глубинного строения земной коры Мезенской синеклизы по данным комплексного анализа геолого-геофизических данных по региональному профилю Кварц-2 // Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 41–45.

3. *Буш В.А., Калмыков Б.А.* Новые данные по домезозойскому внутриплитному магматизму Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2015. № 5. С. 43–61. DOI: 10.7868/S0016853X15050021

4. *Костюченко С.Л., Морозов А.Ф., Кременецкий А.А.* Тиман-Урало-Пайхойская коллизионная область. М.: Геокарт-ГЕОС, 2012. 210 с.

5. *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.

6. Строение и динамика литосферы Беломорья: монография // Отв. ред. Н.В. Шаров. Минобрнауки РФ. Федеральный исследовательский центр «Карельский научный центр РФ РАН», Институт геологии КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2022. 239 с. DOI: 10.17076/lithows2022.

7. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1 500 000 / Гл. редакторы Леонов М.Г., Казанин Г.С. Отв. редактор Балуев А.С. М.: ИПП «Куна», 2010.

8. *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. Т. 11. № 3. С. 566–582.

А.А. Баранов[1], Л.И. Лобковский[2], А.М. Бобров[1]

Трехмерная конвективная модель мантийных течений под океанами

Исследуется глубинное строение океанических областей с помощью численного моделирования на основе современной модели сейсмической томографии [1] с помощью программного кода CitcomS [2]. Для этого вариации сейсмических скоростей в мантии Земли пересчитываются в температуру и с помощью уравнения Стокса рассчитываются трехмерные течения в вязкой мантии для сферической модели Земли [3].

Мантийные течения моделируются в рамках термоплотностной конвекции высоковязкой несжимаемой жидкости с неньютоновской реологией, описываемой уравнением Стокса в приближении Буссинеска. Численное моделирование трехмерной мантийной конвекции в сферическом слое осуществляется путем решения безразмерных уравнений сохранения массы вещества и момента импульса [4]:

$$\nabla \cdot \nu = 0, \tag{1}$$

$$-\nabla p + \nabla \cdot \tau = (-RaT)\boldsymbol{e}_r, \tag{2}$$

где ∇ – дифференциальный оператор, ν – вектор скорости течений вещества; p – динамическое давление; τ – девиаторный тензор вязких напряжений; T – температура; $\boldsymbol{e}_r$ – единичный вектор в радиальном направлении; Ra – тепловое число Рэлея. Безразмерным параметром является тепловое число Рэлея $Ra = \alpha \dfrac{\rho g \Delta T R^3}{\kappa \eta_0}$. Масштабирующими факторами для переменных в уравнениях (1-2) являются: R для длины, κ/R для скорости, ΔT для температуры и $\kappa\eta_0/R^2$ для давления p и напряжений τ. Как на верхнюю, так и на нижнюю границы мантии накладываются условия непроницаемости, отсутствия сдвиговых напряжений (скольжение) и изотермичности, со значениями $T_{top} = 0$ и $T_{bottom} = 1$, соответственно.

В модели используется следующий закон вязкости, зависящей от полной температуры и глубины [5]:

$$\eta(T, r) = A_0 \exp(\gamma T_m(r)/T(r)), \tag{3}$$

где $T_m(r)$ – температура плавления, $T(r)$ – полная температура, γ – параметр активации, A_0 – размерный коэффициент.

В рамках принятой реологической модели мантийной среды вблизи поверхности Земли обособляется высоковязкий слабо деформируемый

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва, Россия

литосферный слой. При моделировании современной («мгновенной») картины трехмерных течений в мантии следует учитывать наличие зон субдукции и океанических хребтов, сформированных в результате длительной геологической эволюции, которые задаются как существующие линейные неоднородности в литосфере с пониженной вязкостью на два порядка. Такая реология позволяет в рамках модели вязкой жидкости получить квазижесткие плиты на поверхности и учитывает возможное частичное плавление вещества [6]. 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.

На рис. 1 показано меридиональное сечение мантии Земли через полюса по 130 и 310 градусу восточной долготы. Правая часть затрагивает Атлантику, тогда как левая показывает скорости течений и аномалии температуры для Тихого и Индийского океанов. Для арктического бассейна характерная положительная аномалия температуры у поверхности и восходящий мантийный поток в нижней мантии, тогда как у поверхности скорости течений становятся субгоризонтальными. Южнее арктического бассейна расположена толстая кратонная литосфера Гренландии и Ньюфаундленда, разделенная рифтом Баффина. Далее на юг находится центральная Атлантика с горячей верхнемантийной положительной аномалией, соответствующей срединно-океаническому хребту. Южнее располагается Бразильский континентальный блок и далее Аргентинская котловина южной Атлантики с холодной утолщенной литосферой. Между Западной Антарктидой и Аргентинской котловиной находится море Скоша с положительной температурной аномалией в подкоровой мантии. В этой же области находится нисходящий мантийный поток, связанный с Сандвичевой зоной субдукции на поверхности. Левая часть сечения на рис. 1 характеризуется слэбом от Зондской субдукции, расположенным на нижней границе верхней мантии на тысячи километров с юга на север. В то же время Филиппинское и Японское моря, а также так называемая Амурская плита характеризуются повышенными температурами в подкоровой мантии.

На рис. 2 показаны вариации температуры в мантии в сферическом меридиональном сечении Земли через полюса через 150 и 330 градусов восточной долготы. В этом сечении Арктический плюм в верхней мантии разбивается на две ветви, разделённые холодной литосферой Гренландии. Под северной Атлантикой вся верхняя мантия имеет повышенную температуру, тогда как под центральной частью Атлантики аномалии температуры более умеренные и характерны только для подкоровой мантии. В данном сечении тихоокеанская плита движется на север и субдуцирует под Охотское краевое море с повышенной температурой в подкоровой

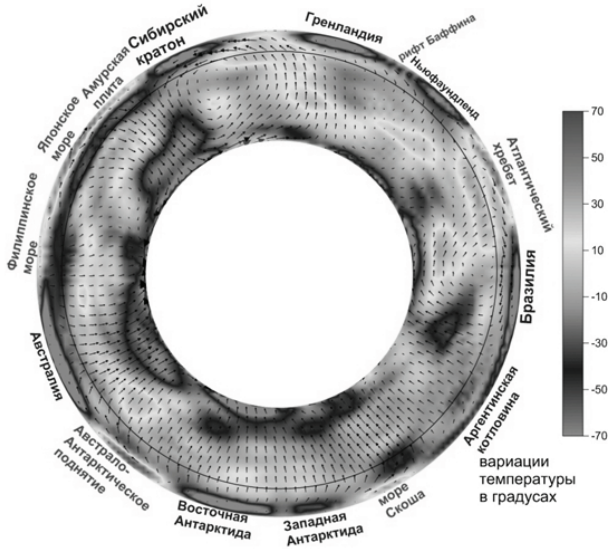


Рис. 1. Распределение аномалий температуры и скоростей в сечении Земли по 130 и 310 градусу восточной долготы. Черная окружность находится на глубине 660 км

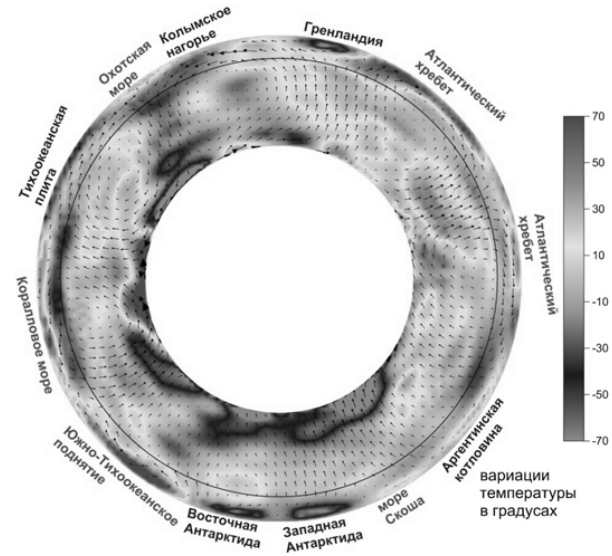


Рис. 2. Распределение температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 150 и 330 градусу восточной долготы

мантии. Аналогичным образом рассматриваются тектонические структуры и региональные процессы, приуроченные к другим меридиональным сечениям тела Земли.

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН.

Литература

1. *Jackson M., Konter J. & Becker T.* Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // Nature. 2017. V. 542. P. 340–343.

2. *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.

3. *Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В.* Термоконвективная трехмерная сферическая модель современной геодинамики Земли: применение в исследовании тектоники и региональной геологии // Геотектоника. 2025. № 1. С. 3–20.

4. *Zhong S., Zhang N., Li Z.X., Roberts J.H.* Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection // Earth Planet. Sci. Letts. 2007. V. 261. P. 551–564.

5. *McNamara A.K., van Keken P.E., Karato S.I.* Development of finite strain in the convecting lower mantle and its implications for seismic anisotropy // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2003. V. 108. N. B5. Art. 2230.

6. *Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М.* Трехмерная модель конвекции в реально неоднородной мантии как основа количественного обобщения тектоники плит для современного этапа развития Земли // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. № 523. С. 1–5.

А.Н. Барышев[1]

Геодинамика, тектоника и проблемы планетарной металлогении

«Терминологическая опасность для науки – что туман для мореплавания» – крылатое выражение Гуго Шухардта (1842–1927). Сущность термина металлогения менялась со временем. Луи де Лонэ предложил этот термин в 1892 году как область знаний, исследующая «*законы*, управляющие *распределением* ассоциаций и разделением элементов в доступной части земной коры» [9]. Позже металлогения (она же минерагения) стала определяться как наука о закономерностях образования и размещения *месторождений* полезных ископаемых в пространстве и времени [8]. Такая

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

формулировка отражает лишь конечные фазы металлогении, генетическую сущность которых обычно обсуждают в геологии самих месторождений. Предшествующие фазы, условия образования источника полезного ископаемого, его суть и позиция в окружающей среде мало исследованы. Это отражено В.И. Смирновым в учебнике «Геология полезных ископаемых» 1982 г.: «Отсутствует полный научно обоснованный *анализ общих закономерностей* размещения полезных ископаемых на планете в целом <…> всё ещё глубоко не изучены причины, обусловливающие их концентрацию в одних зонах Земли *в ущерб другим её территориям*…». Эти проблемы относятся к понятию планетарная металлогения, которая представляет новое научное направление (Д.В. Рундквист, Вестник РАН, 1994. Т. 64, № 7). Рассматривать его проблемы, лишь суммируя на большой территории процессы формирования месторождений, ближайший источник вещества, физико-химические условия образования руд, недостаточно. Металлогению в целом предлагается рассматривать как дисциплину (науку) о процессах общей естественной дифференциации вещества Земли, его движения и структурирования, последовательно способствующих образованию полезных ископаемых, а в конечном итоге – руд [6]. Процессы движения и структурирования крупных объёмов твердых масс Земли, детерминирующие планетарную металлогению (genie – порождение, генетика), следует сочетать с геодинамикой и тектоникой. В геодинамике главную роль играют гравитация в градационном температурном поле Земли и следствия ротационного режима планеты. Обмен веществом, компенсационную организацию тектонического течения полнее всего демонстрирует неустановившаяся конвекция, частные структуры фаз её развитии. В этом аспекте полнее решается важнейшая проблема происхождения и перемещения источника полезного ископаемого или его компонентов. Система ячеистой конвекции включает: 1) восходящий поток масс (плюм) в центре ячеи; 2) растекание плюма с отжиманием верхних слоёв к периферии (область спрединга и обдукции на краю); 3) зоны субдукции – как нисходящие под плюм массы в виде сжатых синклиналей, которые при приближении к центру ячеи могут извлекаться вверх (подвергаться эдукции) и далее обдуцироваться на периферию, образуя шарьяжи. В древних ячеях обдуцированный сиаль соответствует щитам обрамления платформ. Расплющивание масс субдуцированной синклинали в условиях глубинных температур обеспечивает региональный метаморфизм [5, 6]. Из формул, описывающих условия конвекции и пластическое течение, автором выведены уравнения подобия, согласно которым *при конвекции уменьшение размера подобной системы на один десятичный порядок вязкость в ней должна быть снижена на три, а время достижения аналогичной фазы конвекции при этом уменьшается на два порядка* [6]. Это определяет закономерность последовательного появления более мелких

фракталов при адвекции и снижении вязкости твердых масс Земли вплоть до состояния расплава.

Ротационный режим, создающий непрестанное полюсное сжатие, регматическую сеть и реализацию её в виде крупных сдвигов, приводит к транстенсии и транспрессии. Первая вызывает декомпрессию, способствующую адвекции даже при отсутствии плотностной инверсии. В адвективных или конвективных зонах образуются поднятия по волновому закону. Длина волн определяет пространственную периодичность тектонических и металлогенических систем разного масштабного ранга, детерминированных геодинамикой [6]. В соответствие с этим в работе предложена схема масштабного ранжирования тектонических и металлогенических систем с учетом их вытянутой или ячеистой формы, которая позволяет судить о ячеистой или валообразной адвекции. Ранги выделяются по десятичным порядкам уменьшения размеров систем и длины волны их периодичности: ранг I (более 10 тыс. км), II (2500–1500), III (350–250) IV (~30), V (4–2) км. Геодинамические условия происхождения и развития этих систем охарактеризованы в [1, 2, 4–7]. Анализ геологических карт в свете упомянутых теоретических положений приводит к решению ряда проблем планетарной металлогении. Главная роль систем I–III ранга состоит в перемещении твердых масс Земли, создании источника полезного ископаемого, подготовке условий для последующего магматизма в очаговых и надочаговых системах IV ранга, которым соответствуют магматогенно-рудные узлы [6].

Системы I ранга в мантии отражают самые крупные волновые осложнения жидкого ядра Земли, конвекцию одноячеистую в глубоком докембрии, а позже четырехячеистую (при четырех океанах). Древние перемещения вещества гранитного слоя литосферы от края Панталассы к Пангее образовали на их границе планетарный пояс, обогащенный оловом, протяженностью около 27 тыс. км, шириной до 3.5 тыс. км. При смене одноячеистой конвекции на четырехячеистую этот пояс был расчленен на части, отошедшие к Южной Америке, Африке, Австралии, Юго-Восточной Азии, с месторождениями разных оловорудных формаций [6].

Системы II ранга регулируются волновыми особенностями астеносферы, имеющей вязкость порядка 10^{20}–10^{21} пуаз. При её мощности до 300 км образуются конвективные ячеи диаметром 1–2.5 тыс. км, соответствуя металлогеническим провинциям. С учетом конвективной и транстенсионной геодинамики системный анализ тектоники и металлогении приводит к ряду новых выводов. Субдукция при ячеистой конвекции часто обеспечивает погружение экзогенных образований, которые становятся глубинными источниками для руд алмазных, карбонатитовых и других месторождений. Она же совместно с транстенсией, способствующей адвекции, определяет регенерацию не только рудного вещества, но

и крупных месторождений, примером чего служат норильские медно-никелевые, которые в раннем протерозое были вулканогенно-осадочными колчеданными, потом субдуцированы, а в фанерозое расплавлены и извлечены из глубин. При сочетании конвекции и транстенсионной адвекции в другой последовательности их влияние на металлогению демонстрирует область Байкало-Патомской территории [5, 6]. Область транстенсии около 600 км шириной в Забайкалье, состоящая из хребтов и впадин, в протерозое способствовала адвекции базит-гипербазитовых массивов с золотоносными сульфидами и платиной. При их экзогенном разрушении мельчайшее золото, заключенное в сульфиды, поступало во флиш толщ рифея–венда, создавая россыпи. В венде эти толщи попали в зону субдукции с падением на юг, где претерпели региональный метаморфизм (месторождение Сухой Лог). В кембрии–силуре толщи извлекались, попадая в карстовые полости (Куранах), в силуре–девоне были надвинуты на край Сибирской платформы в виде Байкало-Патомского шарьяжа. Через 80 млн лет из-под шарьяжа поднялись метасоматические S-граниты C_{2-3}, в которых иногда присутствует золото. В юрское время мелкое золото из основания шарьяжа заимствовалось шелочными малыми интрузиями (Лебединое). Всё описанное демонстрирует многократное перемещение золота в разных по масштабу системах при воздействии геодинамики, формируя как месторождения, так и промежуточные его источники.

Системам III ранга, как детерминированным геодинамикой, в литературе мало уделено внимания. Они были предсказаны автором, исходя из уравнений подобия для систем, чередующихся через расстояние 300 км при вязкости около 10^{1}–10^{18} пуаз. Потом их реальность была подтверждена на примере повышенного скопления месторождений цветных металлов и золота в линеаментах Урала, алмазов в Кандалакша-Кокчетавском линеаменте и в Якутии [3, 6]. Образованию этих систем могут способствовать плотностная инверсия за счет осадочных толщ среди базитов в субдукционных лежачих синклиналях, не менее важна роль транстенсии. Учет этих явлений может дать основание к пересмотру выводов о генетических особенностях массива Бушвельд (Южная Африка), который является самым ярким на Земле представителем комплексной медно-никелевой, хромитовой, платиноидной, магнетитовой железорудной, оловорудной металлогении древних платформ. Суть существующих генетических выводов суммирована Н.М. Чернышовым (Вестник ВГУ. Серия геология, 2016. № 3): «Бушвельд представляет собой ультрамафит-мафитовую рудномагматическую систему, которая формировалась как интрузив в условиях, наиболее благоприятных для проявления полной дифференциации вещества и неоднократного поступления магматического расплава в камеру. Массив контролируется зонами глубинных разломов с практически

полным отсутствием латерального растяжения». Эти выводы дискуссионны, если учитывать геодинамику и тектонику.

Бушвельд при его размерах 430×260 км – не интрузив серии магматических внедрений, а место выплавления магм, т.е. плутон. Его протолитом служил комплекс вулканогенных толщ раннего протерозоя, погруженных в зоне субдукции на юго-востоке ячеи Калахари, развивавшейся при транстенсии в Восточно-Африканском планетарном поясе. В морфологии Бушвельда выступают контуры пяти овальных ячей диаметром по сто с лишним километров каждая. Они выражают начало адвекции систем III ранга, т.е. твердых масс. При их адвекции и декомпрессии, вызвавших плавление и магматизм, сохранилась исходная стратификация масс. Рудоносные рифы Бушвельда, в многие десятки километров протяженностью при мощности менее двух метров, представляют не магматический кумулус, а первично осадочные слои: одни магнетитовые, другие с хромшпинелидами (частично окатанными), платиноидами. Оловоносные граниты вверху массива анатектические, возникли при той же адвекции и декомпрессии, наследуя сиаль земной коры, обогащенной оловом на территории древнего планетарного пояса упомянутых систем I ранга.

Итак, решение проблем планетарной металлогении при их геодинамическом и тектоническом анализе дает возможность не только шире и глубже исследовать источник полезного ископаемого, но и внести коррективы в представления о генезисе руд месторождений.

Литература

1. *Барышев А.Н.* Периодические геодинамические и минерагенические системы // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 37–40.

2. *Барышев А.Н.* Конвекция в жидком ядре Земли, расползание нижней мантии – основа астенизации верхней мантии, дивергенции и конвергенции крупнейших масс литосферы // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 37–40.

3. *Барышев А.Н.* Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 20–35.

4. *Барышев А.Н.* Тектогенез как следствие синергии гравитационных, ротационных сил и градиентного температурного поля Земли на разных иерархических и глубинных уровнях // Фундаментальные проблемы геотектоники. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 63–66.

5. *Барышев А.Н.* Геодинамика Байкало-Патомского нагорья, определяющая генезис и тектоническую позицию докембрийских золоторудных месторож-

дений // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. М.: ГЕОС. 2016. Т. 1. С. 43–47.

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

7. *Барышев А.Н., Хачатрян Г.К.* Геодинамические особенности развития тектоники и минерагении древних платформ // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. М.: ГЕОС, 2025. С. 46–50.

8. Металлогенический кодекс России. М.: ГЕОС, 2012. 126 с.

9. *De Launay L.* Formation des gites metalliferes ou metallogenie. Paris. 1892. 189 p.

Т.Т. Белова[1], И.В. Афонин[2], А.В. Плюснин[1]

Зрелость и состав пород источника сноса визейских терригенных отложений Башкирского свода по результатам изучения керна глубоких скважин

Комплексное изучение верхнепалеозойских терригенных отложений является актуальным, так как позволит восстановить этапы формирования и проследить эволюцию Волго-Уральского осадочного бассейна. Объектами исследования стали терригенные отложения визейского яруса нижнего отдела каменноугольной системы изученные по керну глубокой скважины на Башкирском своде в южной части Пермского края [1].

Визейский ярус со стратиграфическим несогласием залегает на турнейском ярусе, по визейскому ярусу фиксируется рубеж ранне- и позднегерцинского этапов развития Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Общее сжатие Уральской палеоокеанической системы в это время привело к воздыманию центральных районов ВЕП и активизации сноса терригенных осадков на пассивную континентальную окраину [2].

Содержания породообразующих оксидов определялись рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре S8 Tiger (Bruker). Определение примесных и микропримесных элементов (с содержанием <5%) проведено с

[1] Государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Альметьевский государственный технологический университет «Высшая школа нефти», Альметьевск, Россия

[2] Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

использованием аттестованной методики определения элементов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой согласно методике СТО ТГУ 048-2012. Пределы обнаружения следовых количеств элементов составляют 0.001 г/т. Анализ выполнен методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500cx (Agilent Technologies Inc., США) с использованием внутреннего стандарта (In Internal standard, Inorganic Ventures, США) и внешнего стандарта СГД-2А (ГСО 8670–2005). Каждый горизонт был охарактеризован пятью пробами песчаников.

Радаевский горизонт. Для образцов отмечаются отрицательные тренды зависимостей ЖМ-ТМ, ГМ-НКМ и ГМ-ТМ, что фиксирует факт рециклинга при формировании отложений (рис. 1А). Положение фигуративных точек на диаграмме (рис. 1Г) сосредоточено чуть выше перегиба кривых тренда выветривания, что говорит о рециклированной природе данных отложений. На диаграмме (рис. 1Б) видно, что песчанки получили значения CIA (17–48) и ICV (1.22–4,90) расположены в поле незрелых слабо выветрелых пород. Алевролиты получили значения CIA (75–88) и ICV (0.68–0,91) расположены в поле зрелых интенсивно выветрелых пород. Для пород обнаруживаются фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов (Lan/Ybn = 5.94–12) и обогащение легкими лантаноидами (Lan/Smn = 1.09–4.29) относительно тяжелых (Gdn/Ybn = 1.42–3.62). На спектрах распределения РЗЭ для пород радаевского горизонта фиксируется ярко выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0.01–0.55) (рис. 1В). Отложения радаевского горизонта являются наиболее зрелыми, что, вероятно, говорит об их рециклированной природе.

Вариации геохимических индикаторов (табл. 1) демонстрируют практически равное соотношение кислого и основного, в меньшей степени среднего состава петрофонда.

Бобриковский горизонт. Для отложений характерны отрицательные зависимости пар ЖМ-ТМ и ГМ-НКМ и положительной ГМ-ТМ, что говорит о рециклированной природе данных отложений. Фигуративные точки располагаются чуть ниже точки перегиба кривой, что может говорить о сочетании как рециклированного осадка, так и появления доли петрогенного компонента. На диаграмме видно, что песчаники получили значения CIA (14–63) и ICV (0.78–4.24) расположены в поле зрелых и незрелых слабо выветрелых пород. Терригенные породы характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов (Lan/Ybn = 7.21–20.23) и обогащены легкими лантаноидами (Lan/Smn = 1.60–8.82) относительно тяжелых (Gdn/Ybn = 1.01–5.55), отмечается наличие как отрицательной, так и положительной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.01–1.16). Отложения бобриковского горизонта представляют собой сочетание как зрелых, так и незрелых осадков.

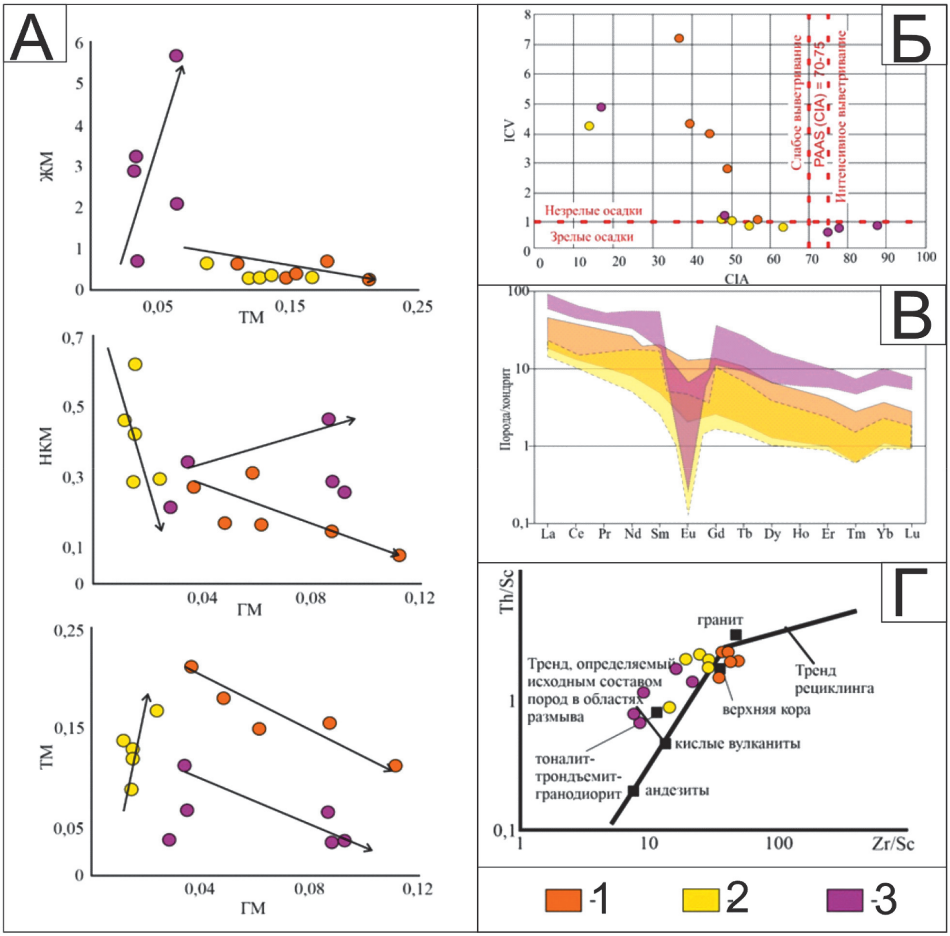


Рис. 1. Бинарные модульные диаграммы для девонских и каменноугольных отложений [3] (А); Положение фигуративных точек на диаграмме CIA (индекс химического выветривания) [4] / ICV (индекс зрелости осадков) [5] (Б); Спектры распределения РЗЭ нормированные по хондриту [6] (В); Положение фигуративных точек на диаграмме Zr/Sc–Th/Sc [7] (Г).
1 – радаевский горизонт, *2* – бобриковский горизонт, *3* – тульский горизонт

Значения геохимических индикаторов (табл. 1) фиксируют преобладание основных пород в составе области размыва.

Тульский горизонт. Песчаники характеризуются положительными трендами пар ЖМ-ТМ и ГМ-НКМ и отрицательной ГМ-ТМ, что говорит о рециклированной природе данных отложений с возможным привно-

Таблица 1

Статистические вариации геохимических индикаторов состава источника сноса

	Тульский		Бобриковский		Радаевский	
	Мин-макс / медиана	Состав источника	Мин-макс / медиана	Состав источника	Мин-макс / медиана	Состав источника
La/Sc	3.99–13.64 / 10.11	кислый	7.47–17.58 / 12.23	кислый	5.47–9.55 / 7.91	кислый
La/Co	0.03–0.11 / 0.06	основной	0.02–0.05 / 0.02	основной	0.15–0.22 / 0.16	основной
Th/Sc	0.70–1.75 / 1.23	кислый–средний	0.91–2.34 / 2.13	кислый	1.61–2.49 / 2.12	кислый
Cr/Zr	1.26–1.41 / 1.28	основной	0.43–1.01 / 0.76	основной	0.17–0,31 / 0.25	средний
Cr/V	0.82–1.48 / 0.99	основной	1.51–2.76 / 1.88	основной	1.20–1.81 / 1.36	основной
V/Ni	2.87–10.63 / 4.3	средний–кислый	0.89–1.67 / 1.3	средний–основной	1.36–2.18 / 2.02	средний–основной

сом незначительной доли петрогенного материала. Положение точек на дискриминантной диаграмме подчеркивает результаты петрохимических данных. На диаграмме видно, что песчаники и алевролиты получили значения CIA (36–57) и ICV (1.18–7.24) расположены в поле незрелых слабо выветрелых пород. Песчаники и алевролиты характеризуются фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов (Lan/Ybn = 6.9–24.58), обогащены легкими лантаноидами (Lan/Smn = 1.23–4.69) относительно тяжелых (Gdn/Ybn = 1.78–3.72), а также фиксируется наличие слабо выраженной отрицательной европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0.55–0.76). Для пород тульского горизонта характерно сочетание осадка различной степени выветрелости, с преобладанием слабо выветрелых осадков.

Статистические вариации геохимических индикаторов (табл. 1) фиксируют практически равное соотношение кислого и основного, в меньшей степени среднего состава петрофонда.

Таким образом, согласно значениям петрохимических модулей [3] породы аттестованы, как силиты – кварцевые образования. Поведение большинства модулей лежит в области нормальных значений для осадочных пород. Супержелезистость, отмечающаяся в большинстве образцов, вероятно, обусловлена развитием железистых минералов. Отдельно стоит отметить сочетание суперщелочности с гипертитанистостью, которые

фиксируются в кровле радаевского горизонта и потом продолжаются в бобриковском. Возможно, сочетание данных модулей является маркером подошвы бобриковского горизонта, однако для однозначных выводов требуется более значимая выборка образцов.

Зрелость исследуемых пород различных стратиграфических уровней варьирует в широких пределах, как между собой, так и в пределах одной толщи. Это может быть обусловлено наличием нескольких источников сноса с различной степенью изменения исходных пород, а также вовлечение в процесс осадконакопления осадочных образований. В пользу последнего свидетельствуют факты о преобладающей рециклированной природе всех исследуемых горизонтов. В составе источников сноса преобладали кислые и средние породы, а также осадочные и возможно метаморфические образования. Вклад основных пород предположительно составляет незначительную долю, так как фиксируется только рядом геохимических индикаторов и наличием акцессорных минералов, характерных для данного типа пород.

Это исследование было проведено в рамках задания от Министерства науки и Высшего образования Российской Федерации (проект № FSWM-2025-0015).

Литература

1. *Плюснин А.В., Сулима А.И., Староселец Д.А., Томилина Е.М., Исаева Г.А., Афонин И.В., Федотов И.С., Рабцевич Е.С., Бобров Д.М., Сергеев М.С.* Условия осадконакопления, вещественный состав и реконструкция пород питающих провинций отложений визейского яруса Башкирского свода (по результатам изучения керна скважины на юге Пермского края) // Георесурсы. 2024. Т. 26. № 1. С. 52–70.

2. *Пахомов В.И., Пахомов И.В.* Визейская угленосная формация западного склона Среднего Урала и Приуралья. М.: Недра, 1980. 152 с.

3. *Юдович Я.Е., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 480 с.

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

5. *Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L.* The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.

6. *Boyton W.V.* Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies / Edited by P.Henderson. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier. New York, 1984. P. 63–114.

7. *McLennan S.M., Hemming S.* Samarium-neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 997–898.

В.А. Беляев[1], М.А. Горнова[1], А.А. Каримов[1,2], С.И. Дриль[1], А.Я. Медведев[1]

Дифференцированные бонинитовые серии из офиолитов Восточного Саяна и Северной Монголии: геохимия и значение для палеогеодинамических реконструкций

Бониниты – специфические вулканические и субвулканические породы, характерные преимущественно для надсубдукционных геодинамических обстановок. Бониниты ($MgO > 8\%$, $SiO_2 > 52\%$, $TiO_2 < 0.5\%$) подразделяются на высоко-Si и низко-Si типы и являются продуктами повторного плавления деплетированных перидотитов, ранее испытавших предыдущий этап частичного плавления [13]. В целом, высоко-Si тип соответствует низко-Ca бонинитам, а низко-Si – высоко-Ca бонинитам. Кристаллизационная дифференциация бонинитов приводит к формированию средних и кислых разностей с $MgO < 8\%$ и содержанием SiO_2 до ~70%, которые классифицируются как высоко-Mg андезиты (HMA).

Бониниты в современных океанических бассейнах встречаются в западной части Тихого океана. В преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги сохранились комплексы пород этапа зарождения субдукции, который происходил 52.5–50(45) млн лет назад и привел к формированию преддуговых базальтов (FAB) и затем – высоко-Si и низко-Si бонинитов и высоко-Mg андезитов [14]. В задуговом бассейне Лау редкие современные бонинитовые лавы извергаются в подводных вулканах, расположенных вблизи от оси задугового спредингового хребта [12]. На севере дуги Тонга, молодые бонинитовые лавы (1.3 млн лет) формировались в сложной геодинамической обстановке наложения влияния мантийного плюма на зону субдукции, и здесь они не связаны с процессом зарождения субдукции [11].

В данном сообщении рассмотрен вещественный состав бонинитовых серий и ассоциирующих пород в офиолитах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

В Восточном Саяне, в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента, офиолиты слагают два пояса в обрамлении раннедокембрийского Гарганского блока и имеют возраст 1020 млн лет [4, 10]. В офиолитах Восточного Саяна на Дунжугурском и Ильчирском участках значительная часть лав и пород дайкового комплекса представлена бонинитовой серией,

[1] Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия
[2] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

подчиненное положение занимают базальты и андезибазальты «островодужной» толеитовой серии (IAT) [4, 5, 7, 10]. На Дунжугурском участке бониниты входят в состав дифференцированной серии (от высоко-Mg порфировых бонинитов до андезитов и дацитов (72% SiO_2) бонинитовой серии), в породах которой закономерно изменяются содержания петрогенных и редких элементов. Бониниты представлены низко-Ca, высоко-Si типом, и по геохимии близки к бонинитам преддуговой области Идзу-Бонин-Марианской дуги [14] и кайнозойских офиолитов островов западной окраины Тихого океана. Систематика редких элементов (обогащение ЛРЗЭ) и изотопов Nd указывает на модификацию источника бонинитов расплавами субдуцировавших осадков [5, 7], а источника IAT – флюидами из субдуцировавшей океанической коры. Кумуляты расслоенной серии кристаллизовались из примитивных IAT- и бонинитовых расплавов. Мантийные реститовые перидотиты представлены деплетированными гарцбургитами, которые образовались при высоких степенях частичного плавления и показывают признаки последующего взаимодействия с расплавом в надсубдукционной зоне [9].

Офиолиты Восточного Саяна представляют фрагменты преддуговой области Дунжугурской островодужной системы и являются продуктами зарождения субдукции. Комплексы непосредственно Дунжугурской островной дуги (~1000 млн лет и несколько моложе) не выделены достоверно, однако они могут быть представлены среди метамагматических пород Бутугольского блока Тувино-Монгольского микроконтинента, где гнейсы кислого состава (метариолиты с надсубдукционными геохимическими характеристиками) имеют U-Pb возраст циркона 1009 млн лет [6]. Амфиболиты Бутугольского блока близки по геохимии к базальтам задуговых бассейнов (BABB) [6] и могут быть интерпретированы как фрагменты задугового бассейна, сопряженного с Дунжугурской островной дугой, либо как метаморфизованные преддуговые базальты, которые пока не обнаружены в офиолитах Восточного Саяна.

Джидинский террейн (ЮЗ Забайкалье и Северная Монголия) включает фрагменты Джидинской островодужной системы (~560–500 лет), офиолитовых комплексов, а также внутриплитных океанических островов [2, 3, 8]. В Джидинском террейне на территории Северной Монголии, бониниты слагают блоки в серпентинитовом меланже в пределах Баянгольского участка [1]. Серпентинитовый меланж с бонинитами интрудирован дайками известково-щелочных базитов (~500 млн лет), которые представляют завершающий этап островодужного магматизма [8]. Бониниты представлены высоко-Ca, низко-Si типом, и по редкоэлементному составу близки бонинитам верхних подушечных лав офиолитового комплекса Троодос (Кипр) [15]. В отличие от бонинитов Троодоса, высоко-Ca бонинитовая серия Баянгольского участка включает дифференциаты среднего состава

(до 63% SiO_2), показывающие согласованные вариации петрогенных и редких элементов. Редкоэлементная систематика (обеднение ЛРЗЭ) согласуется с модификацией источника бонинитов флюидами, выделявшимися из субдуцировавшей океанической коры. В серпентинитовом меланже присутствуют блоки пироксенитов, которые кристаллизовались из бонинитовых расплавов. Блоки серпентинизированных перидотитов в меланже близки к абиссальным перидотитам или перидотитам задуговых бассейнов, имеют признаки взаимодействия с MORB-IAT расплавами и характеризуются умеренными степенями частичного плавления. Учитывая наличие в Джидинском террейне базальтов, близких к BABB, а также базальтов с характеристиками IAT [8], наиболее вероятно, что бониниты Баянгольского участка формировались в задуговом бассейне вблизи от зоны субдукции.

Таким образом, сопоставление геологических наблюдений и геохимических данных для бонинитов и ассоциирующих вулканических серий, кумулятов, мантийных перидотитов позволяет сделать вывод об обстановке формирования бонинитовых серий из офиолитов. Бониниты низко-Ca – высоко-Si типа в ассоциации с MORB-подобными FAB (или с IAT), низко-Ti кумулятами, реститовыми гарцбургитами высоких степеней плавления – сформировались в обстановках зарождения субдукции и в последующем были включены в состав преддуговых зон. Подобная обстановка зафиксирована в офиолитах Восточного Саяна. Бониниты высоко-Ca – низко-Si типа в ассоциации с кумулятами бонинитов и реститовыми перидотитами умеренных степеней плавления отражают магматизм в задуговом бассейне, ось спрединга которого располагалась вблизи от зоны субдукции. В такой обстановке могли формироваться бониниты Джидинского террейна (Северная Монголия).

Бонинитовые серии и ассоциирующие породы дают возможность уточнения геодинамической обстановки формирования надсубдукционных (в широком смысле) офиолитовых комплексов и их более детального подразделения на преддуговые и задуговые офиолиты. Кислые дифференциаты являются важной составляющей бонинитовых серий и могут содержать акцессорные минералы, пригодные для локального U-Pb изотопного датирования.

Исследование выполнено в рамках работ по государственному заданию ИГХ СО РАН, проект № 0284-2026-0013.

Литература

1. *Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогоо О., Томурхуу Д.* Бониниты Джидинской зоны каледонид, Северная Монголия // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 4. С. 526–529.

2. *Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртогоо О.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 47. № 1. С. 120–140.

3. *Елбаев А.Л., Гордиенко И.В., Саватенков В.М.* U–Pb-возраст и Sr–Nd-изотопная характеристика кислых и средних вулканитов Джидинской островодужной системы (Юго-Западное Забайкалье): переход к стадии развитой дуги // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520. № 2. С. 193–200.

4. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М. Пробел-2000, 2004. 192 с.

5. *Скляров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А.* Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 163–180.

6. *Школьник С.И., Беляев В.А., Летникова Е.Ф., Демонтерова Е.И., Брянский Н.В., Колесов К.К., Иванов А.Вл.* Бутугольская глыба – экзотический докембрийский блок в строении фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточный Саян) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 2. С. 127–133.

7. *Belyaev V.A., Wang K.-L., Gornova M.A., Dril' S.I., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Noskova Yu.V.* Geochemistry and origin of the Eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian Microcontinent (Southern Siberia) // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 411–415.

8. *Belyaev V.A., Gornova M.A., Gordienko I.V., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Ivanov A.V., Dril S.I., Grigoriev D.A., Belozerova O.Yu.* Late Cambrian calc-alkaline magmatism during transition from subduction to accretion: Insights from geochemistry of lamprophyre, dolerite and gabbro dikes in the Dzhida terrain, Central Asian orogenic belt // Lithos. 2021. V. 386–387. P. 106044.

9. *Gornova M.A., Belyaev V.A., Karimov A.A., Skuzovatov S.Yu., Karmanov N.S., Medvedev A.Ya., Bryanskiy N.V.* Supra-subduction melt modification of the fossil subcontinental lithospheric mantle: insights from ultra-depleted Khara-Nur ophiolitic peridotites (Eastern Sayan, central Asian orogenic belt) // Frontiers in Earth Sciences. 2023. V. 11. P. 1270053.

10. *Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet.Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 311–325.

11. *Myeong B., Haase K.M., Regelous M., Beier C., Lim H., Park J., Miggins D.P., Koppers A.A.P.* Young boninitic lavas from the northern Tonga fore-arc unrelated to subduction initiation // Chemical Geology. 2025. V. 674. P. 122587.

12. *Myeong B., Regelous M., Haase K.M., Lim H., Park J.* Melts from hydrous depleted back-arc mantle at a young boninitic volcano on the flank of Valu Fa Ridge (Lau basin, SW Pacific) // Contrib. Mineral. Petrology. 2023. V. 178. P. 70.

13. *Pearce J.A., Reagan M.K.* Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // Geosphere. 2019. V. 15. P. 1008–1037.

14. *Reagan M.K., Pearce J.A., Shervais J.W., Christeson G.L.* Subduction initiation as recorded in the Izu-Bonin-Mariana forearc // Earth-Science Reviews. 2023. V. 246. P. 104573.

15. *Woelki D., Regelous M., Haase K.M., Beier C.* Geochemical mapping of a paleo-subduction zone beneath the Troodos Ophiolite // Chemical Geology. 2019. V. 523. P. 1–8.

О.В. Бергаль-Кувикас[1,2]

Признаки ассимиляции магм моногенного ареального вулканизма Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (Центральная Камчатка)

Малко-Петропавловская зона (МПЗ) поперечных дислокаций – тектоническая зона, которая представлена границей аккреции террейнов Кроноцкой палеодуги на севере [1] и долгоживущей системой прибрежного вулканического комплекса Южной Камчатки, сформированной на широтах близких к современным [2]. По геофизическим данным тектоническая зона МПЗ выделяется низкоскоростной аномалией на слэбе [4], возможно сгенерированной субдукционным окном на границе двух разновозрастных сегментов слэба [5].

Моногенный ареальный вулканизм МПЗ характеризуется повышенным содержанием флюид-немобильных элементов, что свидетельствует о низких степенях плавления мантийного источника [3]. Вместе с тем новые изотопно-геохимические характеристики лав и шлака, отобранных в стенках карьера моногенного конуса сопки Шлаковой, имеют на вершине конуса относительно низкие концентрации MgO (6–7 мас.%), высокие содержания Sr (545–563 г/т). Образцы, отобранные в основании

[1] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия
[2] Камчатский государственный университет им. В. Беринга, Петропавловск-Камчатский, Россия

карьера, имеют более высокое содержание MgO (>7.5 мас.%) и низкое содержание Sr (498–486 г/т). Содержание Mg# в оливинах из нижней части карьера составляет 64–77. Наблюдаются заметные различия в содержании флюид-немобильных элементов (La, Sm, Eu, Lu, Yb) для образцов, отобранных в нижней части карьера. Изотопы неодима и свинца демонстрируют широкий диапазон вариаций о чём свидетельствуют соотношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.513034–0.513063) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18.3227–18.3536). Изотопные соотношения стронция варьируются в зависимости от места отбора образцов. Наиболее значимые различия характерны для вершины моногенного конуса и верхней части карьера, в то время как наиболее примитивные магмы локализованы в нижней части разреза. В обнажениях в основании карьера обычно наблюдаются низкие изотопные соотношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.703200–0.703218), в то время как в обнажениях на вершине карьера значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ повышены (0.703285–0.703362). Результаты изучения свидетельствуют о том, что базальт-андезитовые магмы (50.08–51.68 мас.% SiO_2) моногенного конуса г. Шлаковой имеют сложную эволюцию в коре. Процесс фракционной кристаллизации не объясняет изотопные вариации Sr-Nd-Pb и геохимические характеристики пород, отобранных на разных этапах формированиях моногенного конуса г. Шлаковой.

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

Литература

1. *Авдейко Г.П., Бергаль-Кувикас О.В.* Геодинамические условия образования адакитов и Nb-обогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2015. № 5. С. 9–16.

2. *Латышев А.В., Аносова М.Б., Латанова Е.А., Бергаль-Кувикас О.В.* Палеомагнетизм миоценовых магматических образований южной Камчатки // Физика Земли. 2025. № 3. С. 23–40.

3. *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.

4. *Bushenkova N., Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Shapiro N., Gordeev E., Chebrov D., Huang H.* Connections between arc volcanoes in Central Kamchatka and the subducting slab inferred from local earthquake seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research. V. 435. P. 107768.

5. *Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Voronova M., Jakovlev A.* Deep magma sources beneath Central Kamchatka inferred from teleseismic tomography // Scientific Reports. 2025. V. 15. N 1. P. 16691.

В.А. Боголюбский[1,2], Е.П. Дубинин[1], А.Л. Грохольский[1]

Влияние горячих точек на тектоническое строение спрединговых хребтов Приантарктической Атлантики

Регион исследования располагается в крайней южной части Атлантического океана (рис. 1). Здесь располагаются три спрединговых хребта, соединяющихся в виде тройного сочленения Буве. С севера подходит южная часть Срединно-Атлантического хребта (ЮСАХ), с востока – Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ), а с юго-запада примыкает Американо-Антарктический хребет (ААХ). ЮСАХ отличается медленным спредингом, а ЮЗИХ и ААХ – ультрамедленным. Регион начал своё развитие с раскола Западной Гондваны и с тех пор неоднократно находился под влиянием горячих точек: каждый спрединговый хребет за свою историю сталкивался с горячей точкой.

Рифтогенез между современными Южной Америкой, Антарктидой и Африкой начался от 200 до 182 млн лет и был вызван магматизмом плюма Кару-Мод. Наиболее ранний спрединг фиксируется в юго-западной части региона, на месте современного моря Уэдделла, начало которого датируется 165–160 млн лет назад. На начальном этапе растяжения для хребта моря Уэдделла отмечается аномально большие мощности земной коры (до 20 км), что связывается с продолжающимся воздействием плюма Кару-Мод [2].

Отдельный центр спрединга существовал и на шельфе Южной Америки, отделяя Фолклендские острова от банки Мориса Юинга. Его образование также связано с плюмом Кару-Мод: начало рифтогенеза относится к 178 млн лет назад, а образование океанической коры продолжалось со 166 до 154 млн лет назад под значительным термическим влиянием плюма, что привело к образованию аномально мощной океанической коры (до 20 км). После прекращения плюмового воздействия, спрединговый центр достаточно быстро затух, а основное растяжение переместилось на восток [4].

Одно из наиболее ранних проявлений спрединга на северо-востоке региона относится к 153.7 млн лет назад, что соответствует хрону M25n в пределах Мозамбикского пролива. Его формирование сопровождалось образованием Мозамбикского хребта и хребта Астрид под влиянием плюма Кару-Мод. Проникновение расплава, сформировавшего хребты, могло произойти по трансформному разлому Эндрю-Бейн. Существо-

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия

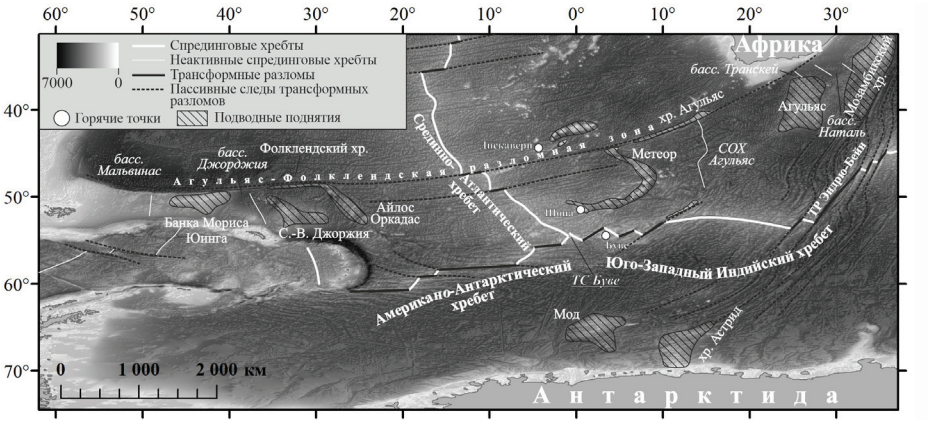


Рис. 1. Рельеф, спрединговые хребты, современные горячие точки и подводные поднятия Приантарктической Атлантики. ТР – трансформный разлом, ТС – тройное сочленение

вание спредингового хребта Мозамбикского бассейна прослеживается до 120.6 млн лет, когда растяжение полностью перешло южнее, на современный ЮЗИХ [4].

Около 138 млн лет назад начинается раскрытие бассейнов Наталь, Транскей, в пределах которых формируется мощная (до 35 км) кора под влиянием плюма Кару-Мод. Несколько позднее формируется бассейн Джорджия, куда около 120.6 млн лет переходит основное растяжение. Но уже в период от 110–100 до 94–90 млн лет под влиянием, по-видимому, того же плюма, к западу от существовавших центров растяжения, формируется крупная магматическая провинция, в пределы которой вскоре произошёл перескок оси спрединга с образованием спредингового хребта Агульяс. Эта перестройка значительно повлияла и на хребет моря Уэдделла и ЮЗИХ, продвинувшиеся к молодому спрединговому бассейну в пределы магматической провинции, что дало начало новому тройному сочленению и привело к расколу провинции на три части, представленные современными поднятиями Агульяс, Мод и Северо-Восточная Джорджия [3].

Прекращение активности спредингового хребта Агульяс связано с активизацией горячей точки Шона, которая произошла около 85–82 млн по активной части Агульяс-Фолклендской разломной зоны, что привело к формированию хребта Агульяс и, возможно, Фолклендского хребта. Следующий этап активизации плюма с 75–73 млн лет привёл к образованию поднятий Метеор и Айлос Оркадас, что, в конечном итоге, привело к их расколу около 60 млн лет молодым хребтом, который сейчас является ча-

стью Срединно-Атлантического хребта. Перескок оси спрединга привёл к уменьшению смещения по Агульяс-Фолклендскому разлому с ~1000 до 180 км [1].

В настоящее время спрединговые хребты также находятся под значительным влиянием горячих точек. В районе острова Буве находится центр одноимённой горячей точки, которая оказывает влияние на ААХ и ЮЗИХ. Для западной части последнего наблюдается повышенный рельеф и наличие трансформных разломов в противоположность восточной части, находящейся без влияния горячих точек. Такая ситуация является нетипичной для ультрамедленного спрединга. Также термическое влияние привело к формированию хребта Шака, вытянутого вдоль одноимённого трансформного разлома. Горячая точка Буве оказывает значительное влияние и на восточную часть ААХ, что проявляется в частых изменениях геометрии спрединга. ЮСАХ подвержен влиянию двух других горячих точек – Шона и Дискавери, которые оказывают влияние на южную и северную части спредингового сегмента, соответственно.

Для выявления условий и факторов структурообразования в районах взаимодействия современных горячих точек и спрединговых хребтов был использован метод физического моделирования. Экспериментальная установка включает текстолитовую ванну, поршень, растягивающий модельное вещество, и систему внутреннего нагрева. Модельное вещество представляет собой смесь парафина, вазелина и церезина. Его свойства удовлетворяют критерию подобия океанической литосферы, включающему в себя плотность материала, его толщину и предел прочности на сдвиг [5]. При моделировании были использованы методики визуализации результатов физического моделирования, включающие построение цифровой модели рельефа эксперимента и фиксацию температурного поля эксперимента с помощью тепловизора InfiRay T3S.

Моделирование условий двух участков ЮЗИХ проводилось в двух сериях экспериментов. Первая серия экспериментов проводилась при нормальной температуре модельного вещества (43 °С), тогда как во второй серии температура была увеличена до 46 °С. В первом случае модельный хребет приобрёл черты ультрамедленного спрединга. На оси хребта образовались лишь небольшие и нестабильные нетрансформные смещения. При повышенном нагреве морфология модельного СОХ была близка к медленноспрединговой. В ходе эксперимента для косого сегмента модельного СОХ наблюдалось формирование нескольких коротких трансформных разломов. Полученные результаты показывают, что повышенный прогрев литосферы СОХ с ультрамедленными скоростями спрединга может способствовать образованию стабильных трансформных разломов. Однако полученные модели не отражают влияние серпентинизации.

При моделировании ААХ изначальная конфигурация модели представляла собой две косые к направлению растяжения ослабленные зоны: первая наклонена под углом 70°, имитируя южную часть Срединно-Атлантического хребта, вторая – под углом 30°, воспроизводя ААХ в момент изменения направления растяжения около 20 млн лет назад. В ходе растяжения в пределах трещины косого рифта начали образовываться трансформные разломы в виде протяжённых транстенсивных зон, соединяющих косые спрединговые сегменты. Постепенно общая структура преобразовалась в более ортогональную с длинными трансформными разломами и короткими спрединговыми сегментами. В настоящее время на ААХ косые сегменты составляют незначительную часть суммарной протяжённости хребта. Причём их присутствие характерно лишь для восточной части ААХ, находящейся под термическим влиянием горячей точки Буве.

В случае с ЮСАХ изначальная конфигурация модели представляла собой ослабленную зону, наклонную к направлению растяжения под углом 70°. При этом, при охлаждении ослабленной зоны был задан боковой нагрев в нижней части модели, постепенно уменьшающийся вдоль по ослабленной зоне. В начале растяжения ослабленная зона была расколота трещиной. В верхней части модели она имела отчётливые очертания, была нарушена небольшими поперечными смещениями. При движении вниз очертания трещины становились менее ровными, а поперечные нарушения представляли собой перекрытия центров спрединга. В пределах ЮСАХ наблюдаются аналогичные изменения в пределах осевой части хребта: в южной части присутствует осевое поднятие с перекрытиями, тогда как в центральной части преобладает типичный медленноспрединговый рельеф с трансформными разломами. Между этими двумя участками наблюдается переходная зона с косыми поперечными нарушениями.

Таким образом, проведённое физическое моделирование показало большое разнообразие геодинамических факторов, влияющих на формирование сегментации современных спрединговых хребтов. Ведущими факторами формирования и преобразования структуры являются воздействие термических аномалий и изменение направления растяжения. Влияние термических аномалий проявлено на всех трёх спрединговых хребтах, создавая структурную и морфологическую дифференциацию провинций в их пределах.

Литература

1. *Jokat W., Hagen C.* Crustal structure of the Agulhas Ridge (South Atlantic Ocean): Formation above a hotspot? // Tectonophysics. 2017. V. 716. P. 21–32.

2. *Jokat W., Herter U.* Jurassic failed rift system below the Filchner-Ronne-Shelf, Antarctica: New evidence from geophysical data // Tectonophysics. 2016. V. 688. P. 65–83.

3. *Marks K.M., Tikku A.A.* Cretaceous reconstructions of East Antarctica, Africa and Madagascar // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 186. Is. 3-4. P. 479–495.

4. *Schimschal C.M., Jokat W.* The Falkland Plateau in the context of Gondwana breakup // Gondwana Research. 2019. V. 68. P. 108–115.

5. *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.

И.В. Бондарь[1], С.В. Шварев[1,2]

Системы дизъюнктивных нарушений в протерозойских габбродолеритах Шокшинской гряды (Республика Карелия)

Введение

Шокшинская гряда расположена на границе Ленинградской области и Республики Карелия, протягивается вдоль западного берега Онежского озера на 50 км от посёлка Шокша на севере до посёлка Вознесенье на юге. Гряда сложена кварцевыми габбродолеритами Ропручейского силла, залегающего среди осадочных пород шокшинской свиты раннепротерозойского возраста [3]. На гряде расположена серия открытых горных выработок, в которых, в зависимости от степени трещиноватости пород, добывают облицовочные строительные материалы или щебенку.

Исходные данные и методика исследования

Полевые работы проводились в течение трех сезонов в 2021, 2023 и 2024 гг. с целью установления основных параметров и кинематики нарушений в скальных породах и сопоставления их с деформациями в рыхлых отложениях и рельефе для определения пространственно-временных характеристик активизированных разломов. Изучались скальные выхо-

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Институт географии РАН, Москва, Россия

ды естественных обнажений и борта карьеров. Изучены карьеры месторождений КарелКамень, Ропручей, Другорецкое (карьер Телаоргский), Щелейки, а также безымяный карьер южнее Телаоргского (рис. 1). Производилось описание и зарисовки тектонических нарушений, фиксация пространственной ориентировки геологических стресс-индикаторов – зеркал скольжения, отрывов, жил, зон дробления и т.п. Всего сделано 24 точки наблюдения, получено 214 замеров стресс-индикаторов, из них 44 зеркала скольжения. Для реконструкции параметров поля напряжений применялся метод катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого [4].

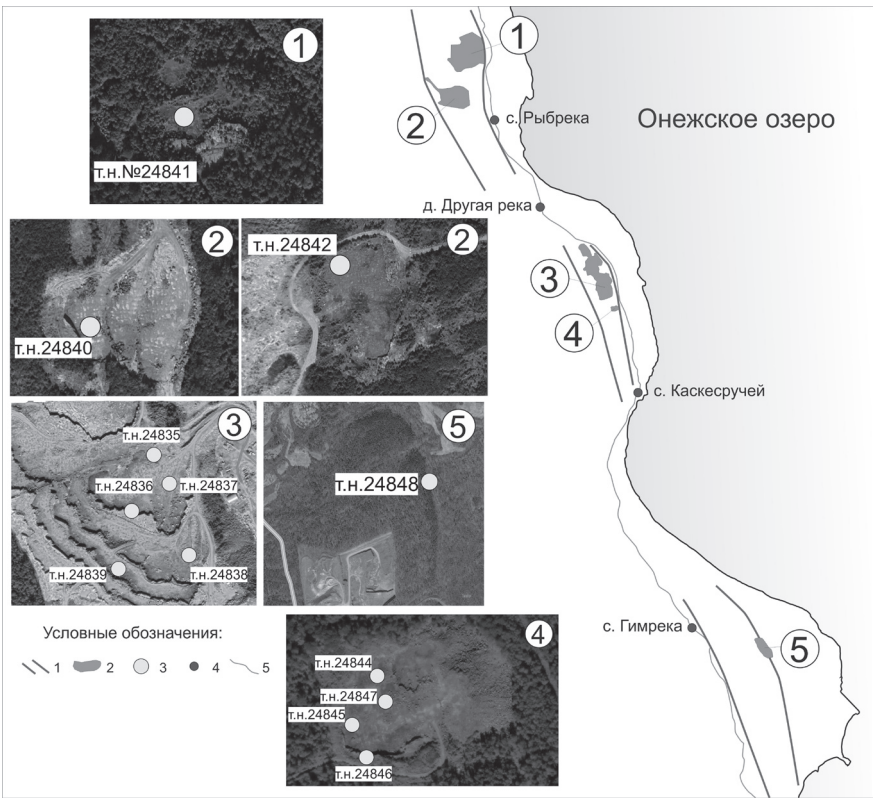


Рис. 1. Расположение участков исследования.
1 – границы Шокшинской гряды; *2* – участки исследования и их номера; *3* – точки наблюдения; *4* – населенные пункты; *5* – автомобильные дороги. Участки исследования: 1 – карьер КарелКамень, 2 – месторождение Ропручей-2, 3 – Другорецкое месторождение, Телаоргский карьер, 4 – безымянный карьер южнее Телаоргского, 5 – естественное обнажение восточнее с. Гимрека

Результаты и обсуждение

В пределах Телаоргского карьера изучены борта двух горизонтов. Породы здесь монолитные, практически не разрушенные, трещиноватость редкая, хаотичная. Фиксируются разрывные нарушения, которые образуют две системы – северо-западного и северо-восточного простирания. Внешне они похожи – это вертикальные узкие структуры с интенсивным дроблением по центру и сдвиговыми штриховками по плоскости сместителя.

В нескольких километрах южнее в небольшом безымянном карьере обнаружен очень крупный разрыв мощностью до 5 м. Он представляет собой серию близко расположенных узких зон дробления со сдвиговой штриховкой на бортах. Этому разлому соответствует понижение в рельефе Шокшинской гряды. Чуть в стороне параллельно разлому зафиксировано разрывное нарушение мощностью до 1 м с очень интенсивными деформациями пород, соответствующее взбросо-сдвигу.

В восточном карьере месторождения Ропручей-2 также обнаружены разрывные нарушения северо-восточного простирания, хоть и выражены они здесь хуже, с искривленными плоскостями сместителей.

В западном карьере месторождения Ропручей-2 породы массивные, почти ненарушенные. Сам карьер неглубокий, расположен на вершине горы и вскрывает кровлю Шокшинской гряды. Кровля волнистая, и в месте наиболее мощного понижения расположена крупная зона дробления мощностью около 1 м, представляющая собой серию частых параллельных трещин. В стороне от понижения рельефа, почти на гребне «волны» наблюдается тоже зона дробления, но очень узкая, мощностью не более 10 см.

В карьере месторождения Щелейки породы интенсивно трещиноватые, причем трещины разного ранга. Крупные трещины пронизывают все бермы карьера, секут все структуры и друг друга, делят все породы карьера на относительно крупные блоки. Трещины меньшего ранга делят породы на небольшие блоки, которые в свою очередь разбиты трещинами еще меньшего ранга. Интенсивно трещиноватые зоны местами локализуются в субвертикальные сгущения, близкие по своей морфологии к зонам дробления.

С помощью метода катакластического анализа удалось реконструировать 5 локальных стресс-состояний. В центральной части гряды фиксируется ориентировка оси максимального сжатия от запад-северо-западной до север-северо-западной, преобладающий тип напряженного состояния – горизонтальный сдвиг. Это может быть отнесено к вариациям в пределах одного сдвигового поля напряжений северо-восточного сжатия. В южной части гряды зафиксировано северо-восточное сжатие, тип напряженного состояния – горизонтальный сдвиг.

Изученные деформационные структуры и реконструированные напряжения относятся, по-видимому, к новейшему тектоническому этапу развития территории. Современный морфоструктурный план территории полностью подчинен продольно-поперечной делимости, проявляющейся в сегментации гряды на отдельные массивы [2, 5]. Наличие сейсмогенных постседиментационных деформаций в отложениях озерных террас Онежского озера свидетельствует о голоценовой активности разломов [8]. Соответствие древних разломов новейшему структурному плану и современному структурно-обусловленному рельефу в совокупности с голоценовой сейсмической активностью свидетельствует, с одной стороны, в пользу высокой степени унаследованности тектонической структуры, а с другой, – в пользу продолжающихся тектонических движений.

Таким образом, зафиксировано две системы разрывных нарушений – северо-восточного и северо-западного простирания. Зафиксированные смещения по ним – одновременно и правые и левые сдвиги – связаны, вероятно, со сменой поля напряжений, при котором «работали» обе системы нарушений, но менялось направление смещений. На смену поля напряжений указывают также и жильные и отрывные структуры, находящиеся зачастую перпендикулярно оси максимального сжатия, реконструированного в ходе данного исследования.

Сама возможность противоположных смещений по взаимно перпендикулярным разрывным нарушениям при смене поля напряжений отмечалась и ранее. Например, в работах Вольфмана Ю.М. [1] такая особенность отмечена в Крымском регионе. В работе [7] в Крымском регионе по результатам тектонофизических исследований также выявлено, что «…оси сжатия и растяжения просто меняются местами, а траектории максимальных касательных напряжений остаются в одном положении, движение по разломам в таком случае реверсное…». В работе [6] в пределах Мало-Ботуобинского района Якутской алмазоносной провинции с помощью физического моделирования с привлечением структурно-геологических данных выявлена этапность тектонического развития региона со сменой поля напряжений и изменения смещения по диагональным системам разломов с правого сдвига на левый.

Выводы

Таким образом, в пределах Шокшинской гряды выделено две системы разрывных нарушений сдвиговой природы. Поле напряжений в пределах территории исследования сдвиговое, ориентировка оси максимального сжатия при этом, вероятно, меняла свое направление с запад-северо-западного до субмеридионального, отчего движение по разломам «реверсное».

Благодарности. Работа выполнена в рамках госзаданий ИФЗ РАН и ИГ РАН.

Литература

1. *Вольфман Ю.М.* Особенности процессов альпийского тектонического разрывообразования и сейсмогенеза Крымско-Черноморского региона. Дис. … докт. геол.-мин. наук. Симферополь, 2020.

2. *Куликов В.С., Полин А.К., Слабунов А.И., Светов С.А.* Геологическая карта (масштаб 1:2 000 000) / Н.Н. Филанов (пред. ред. колл). Атлас Республики Карелия. Петрозаводск: Версо, 2021. С. 12–13.

3. *Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист P-(35),36 Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с.

4. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 225 с.

5. *Сыстра Ю.Й.* Тектоническая карта Республики Карелия. М. 1:1 000 000. Петрозаводск, Институт геологии КарНЦ РАН, 1991.

6. *Черемных А.В., Гладков А.С., Черемных А.С.* О формировании разломов Мало-Ботуобинского района Якутской алмазоносной провинции (результаты физического моделирования) // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2019. Т. 42. № 2. С. 129–143. DOI: 10.21285/2541-9455-2019-42-2-129-143.

7. *Gintov O.B., Murovskaya A.V., Mychak S.V.* Field tectonophysics in solutions of geodynamic evolution problems of the Ukraine territory // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. V. 4. N 3. P. 281–299. doi:10.5800/GT2013430101.

8. *Shvarev S.V.* Traces of postglacial seismic activity in the bedrock and unconsolidated sediments on the south-western shore of lake Onega // Ed. by Subetto D.A. et al. Lateglacial-Interglacial transition: glaciotectonic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes: INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion 2018 International Scientific Conference and School for Young Scientists, 19–25 August 2018: Excursion guide and Abstracts. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of Russian Academy of Science, 2018. P. 15–18.

Е.С. Борисенко[1], Е.Л. Кунаккузин[1], П.В. Чешкова[1]

Ксенолиты архейских высокоглиноземистых пород в палеопротерозойском мафитовом массиве Мончетундра, Кольский регион

В юго-восточной части палеопротерозойского мафитового массива Мончетундра (2.5–2.45 млрд лет) среди слагающих его габброидов были обнаружены коренные выходы высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. В обнажениях они резко контрастируют с вмещающими породами бурым оттенком поверхности выветривания. Форма тел наиболее близка к линзовидной или пластовой. Общее простирание – приблизительно 330NW. Размеры коренных выходов составляют приблизительно 12×22 и 8–10×30 м. Вмещающие габброиды вблизи контакта с гнейсами метаморфизованы, заметно рассланцованы и обогащены гранатом, содержат единичные зерна ставролита, тогда как на удалении от контакта порода приобретает массивные текстуры габбро, типичные для Мончетундровского массива.

Высокоглиноземистые гнейсы представляют собой крупно- и грубозернистые породы. Основная ткань сложена преимущественно кварцем с плагиоклазом и хлоритом с биотитом. За счет более интенсивного выветривания последних на поверхности обнажения выделяются крупные удлиненно-призматические зерна плагиоклаза, кианита, ставролита и граната, которые обуславливают порфиробластическую структуру породы. Среди акцессорных минералов присутствуют рутил, магнетит, ильменит, пирит, пирротин, апатит, циркон, ксенотим. Для глиноземистых гнейсов характерны следующие минеральные ассоциации: 1) Qtz+Chl+Bt+Pl+St+Grt±Ky; 2) Qtz+Chl+Pl+Bt+St±Ky; 3) Qtz+Chl+Bt+Pl+St; 5) Qtz+Chl+St+Ky+Pl+Bt.

Ставролит может слагать от 5 до 30% объема пород. Характерны крупные призматические порфиробластовые зерна, размером до первых сантиметров, изредка наблюдаются крестообразные двойники. При микроскопическом изучении ставролит обнаруживает ситовидное строение, обусловленное обилием включений кварца. Зерна трещиноваты, иногда отмечается неравномерное волнистое или блоковое погасание. Границы зерен чаще всего неровные, корродированные минералами основной массы. В матриксе отмечается генерация мелкопризматических зерен, которые либо рассеяны в виде отдельных индивидов, либо выстраиваются

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

в цепочки зерен, ориентированные по направлению сланцеватости породы. Гранат представлен крупными идиобластовыми или ксеноморфными зернами, содержащими обилие мельчайших включений кварца, хлорита. Более мелкие зерна рассеяны в основной массе породы. Содержание миналов: альмандин (65.67–67.91%), спессартин (5.21–6.22%), пироп (12.31–13.57%), гроссуляр (12.93–16.38%). Плагиоклаз присутствует в виде призматических, изометричных или эллипсоидальных и ксеноморфных зерен с неровными границами. Удлиненные индивиды ориентированы по-разному относительно общего направления сланцеватости. Содержит множество каплевидных вростков кварца, пластинки бесцветной слюды и биотита, редко – кианита и ставролита. Часть зерен плагиоклаза несет признаки деформаций: трещиноватость, фрагментирование, изгибание двойниковых швов. По содержанию анортитового компонента (An36–38) соответствует андезину. Биотит представлен пластинчатыми зернами коричневого, бурого цветов. Из-за интенсивного замещения хлоритом нередко представлен только реликтами и полными псевдоморфозами по нему. В биотите отмечаются включения кварца, плагиоклаза, акцессорных минералов, редко кианита и ставролита. В основной массе биотит и хлорит окаймляют порфиробластовые зерна и развиваются по ним как вторичные. Кианит обладает серо-голубоватой окраской, в породе распределен неравномерно и обычно его количество уступает ставролиту. Можно выделить две генерации. Первая генерация – это крупные (до 7 см по удлинению) порфиробластовые зерна удлиненно-таблитчатой формы, расположенные в матриксе породы, а вторая – тонкоигольчатый агрегат, развивающийся совместно с кварцем вдоль минеральных границ и трещин.

Вмещающие габброиды Мончетундровского массива на контакте с высокоглиноземистыми породами испытали метасоматические изменения, обусловленные миграцией в них Si и Al, за счет которых в зоне экзоконтакта отмечается присутствие кварца, граната и ставролита.

Данные, полученные для образцов высокоглиноземистых гнейсов, показывают следующие вариации состава: SiO_2 (45.9–53.4 мас.%), Al_2O_3 (20–27 мас.%), MgO (5.6–7.5 мас.%), FeOt (6.1–10.1 мас.%), CaO (0.8–3.3 мас.%), TiO_2 (0.3–0.6 мас.%), Na_2O (0.6–2.3 мас.%), K_2O (1.2–3.1 мас.%). Содержание РЗЭ в гнейсах варьирует от 10 до 50 г/т при преобладании легких редкоземельных элементов (La/Sm)n = 3.6–7.9, (La/Yb)n = 3.2–26.9. Европиевые аномалии заметно выражены Eu/Eu* = 1.1–3.1. Анализ диаграмм и петрохимических модулей свидетельствует об осадочной природе протолита пород [2, 5], а точки анализов тяготеют к полям архейских осадков [8, 9], однако высокие содержания магния указывают на заметный вклад в источник вулканогенного материала [7].

Породы аналогичного состава в Мончегорском районе ранее обнаруживались в скважинах, например, в скв. 397, которая была пробурена

на глубину более 300 м у юго-западного края массива Ниттис-Кумужья-Травяная (Мончеплутон). В ее нижнем интервале встречены слюдяно-гранатовые, ставролит-гранатовые слюдяные, хлоритизированные ставролит-гранатовые слюдяные гнейсы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты и др. [4]. Высокоглиноземистые гнейсы отличного состава (гиперстен-силлиманитовые и кордиеритовые) упоминаются в естественных обнажениях к востоку от г. Кумужьей в приконтактовой зоне Мончеплутона, а также в скважинах, пробуренных в районе г. Травяной. Микрофрагменты высокоглиноземистых метаосадочных пород отмечаются и в другом крупном мафит-ультрамафитовом расслоенном Федорово-Панском комплексе в виде сложенных ставролитом и корундом шлиров, размером не более 2 см [3]. Ассоциация пород, представленная St-Grt-Bt и Ky-St-Grt-Bt парагенезисом, на территории Кольского региона распространена в древних зеленокаменных поясах и Кейвском террейне, а обнаруженные в Мончетундровском массиве высокоглиноземистые породы представляют собой захваченные при внедрении мафитового расплава ксенолиты метаморфизованных пород, которые могут иметь сходство с архейскими зеленокаменными ассоциациями, распространенными в Приимандровском районе (Оленегорский ЗКП) [1, 6].

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 25-27-10097, https://rscf.ru/project/25-77-10097/ и в рамках FMEZ-2024-0004 Геологического института КНЦ РАН.

Литература

1. *Авакян К.Х.* Геология и петрология Центрально-Кольской гранулито-гнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с.

2. *Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П.* Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // Докл. РАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.

3. *Грошев Н.Ю., Рундквист Т.В., Базай А.В.* Находка кордиеритовых роговиков в верхнем расслоенном горизонте Западно-Панского платиноносного массива на Кольском полуострове // Записки РМО. 2015. № 2. С. 82–98.

4. *Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов Е.К., Лялин П.В., Масленников В.А.* Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Л.: Наука, 1956, 327 с.

5. *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 512 с.

6. *Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г.* Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 345 с.

7. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
8. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford, Blackwell, 1985. 312 p.
9. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The geochemical evolution of the continental crust // Rev. Geophys. 1995. V. 33. P. 241–265.

Е.А. Брусницына[1,2], В.Б. Ершова[1,3]

U-Pb датирование цирконов: возраст и источники сноса пород южной части Уяндино-Ясачненского пояса

Уяндино-Ясачненский вулканический пояс (УЯВП) является крупной региональной структурой, протягивающейся на расстояние около 1000 км (в современных координатах) от верховьев р. Колымы к верховьям р. Селеннях [5]. УЯВП представляет собой позднеюрские (кимеридж-титонские) вулканогенно-осадочные образования, заполняющие линейные полосы, ограниченные разломами. Формирование УЯВП связано с заложением зоны субдукции в позднеюрское время, последующее развитие которой привело к коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского супертеррейна [1].

Исследованные образования илиньтасской серии находятся в самой южной части УЯВП. Комплексы УЯВП несогласно с конгломератами в основании перекрывают более древние породы Омулевского и Приколымского террейнов [1].

В данной работе приведены результаты исследования отложений илиньтасской свиты, приуроченной к южной части УЯВП. Было проведено минералого-петрографическое, геохимическое и изотопно-геохронологическое изучение вулканогенно-осадочных образований южной части УЯВП. Илиньтасская свита по литологическому составу пород разделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита представлена терригенными породами – конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами; средняя имеет преимущественно вулканогенный состав – базальты, анде-

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия
[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия

зиты, дациты и риолиты; и верхняя подсвита имеет смешанный состав – это туфы различного состава, риолиты, песчаники. Проведенное U-Pb датирование обломочных цирконов из нижней подсвиты, показало, что в породах преобладают цирконы с протерозойским и палеозойским возрастом, а цирконы близкие к возрасту седиментации единичны. В породах из верхней подсвиты, установлены обломочные цирконы с возрастом близким к возрасту седиментации, который составляет ~150 млн лет.

U-Pb датирование циркона методом LA-ICP-MS проводилось для трех образцов, характеризующих нижнюю подсвиту и одного образца из верхней подсвиты илиньтасской свиты.

Данные по U-Pb датированию обломочных цирконов показали, что зерна из трех образцов нижней подсвиты характеризуются сходным распределением возрастов. Для нижней подсвиты илиньтасской свиты по результатам U-Pb датирования, цирконы можно подразделить на три группы: протерозойские, раннепалеозойские и позднепалеозойские. К протерозойской группе относится около 45% всех датированных цирконов. На долю раннепалеозойских цирконов приходится 17%, а зерна позднепалеозойской группы составляют 38% от популяции, причем доминируют цирконы с девонским возрастом (~24%).

U-Pb датирование обломочных цирконов в пробе (22118/1) из верхней подсвиты, показало, что присутствуют протерозойские (24%), раннепалеозойские (10%) и позднепалеозойские (36%) зерна. Для пород верхней подсвиты, установлено, что значительное количество цирконов имеет палеозойский возраст, большую часть из которых (16%) составляют зерна с каменноугольным возрастом. 14% цирконов имеет пермский возраст, а на долю цирконов с девонским возрастом приходится 6% от датированной популяции. В отличие от цирконов из нижней подсвиты, среди цирконов из пород верхней подсвиты порядка 11% от датированных зерен составляют цирконы триасового возраста. На долю юрских зерен приходится 19% датированных цирконов, среди которых 12% цирконов имеют раннесреднеюрский возраст, а позднеюрский возраст определен у 7% зерен.

Проведенное U-Pb датирование обломочных цирконов указывает на разные источники обломочного материала для пород нижней и верхней подсвиты.

Группы цирконов с возрастами 1900–2000 млн лет можно связать с магматическими и метаморфическими событиями в фундаменте Сибири или Омолонского массива. Происхождение зерен циркона с возрастом ~1700 млн лет, вероятно, связано с вулканитами хакдонской серии [6], широко распространенные к северу от исследованной территории.

Цирконы с девонским возрастом кристаллизации (401, 400, 376, 367 млн лет) могут происходить из вулканических пород кедонского комплекса, широко распространенные в пределах Омолонского террейна [2].

Возможным источником для цирконов с пермским возрастом (300–250 млн лет) могли выступать интрузии гранитов и монцонитов, развитые в пределах Кони-Тайгоносской дуги [3].

Зерна циркона с каменноугольным (376, 367, 350, 329 и 303 млн лет) и триасовым (240 и 212 млн лет) возрастом кристаллизации присутствуют в породах нижней и верхней подсвиты илиньтасской свиты. Каменноугольный возраст имеют маломощные дайки и стратифицированные вулканиты к югу и востоку от исследованной территории, которые могли являться источником для зерен циркона с подобным возрастом. Источник для цирконов с триасовым возрастом пока нам неизвестен.

Цирконы с юрским возрастом кристаллизации установлены в двух исследованных образцах, один из нижней подсвиты, а второй из верхней подсвиты илиньтасской свиты. Источником зерен с ранне- и среднеюрским возрастом 160–200 млн лет, могли являться вулканические образования Удско-Мургальской дуги [7]. Обломочные цирконы с возрастом 150–158 млн лет коррелируется с возрастом гранитоидов Главного (Колымского) батолитового пояса [4]. Вторым вероятным источником обломочного материала могли выступать вулканиты из средней подсвиты илиньтасской свиты, возраст которых составляет ~150 млн лет.

Проведенное исследование по определению U-Pb возраста обломочных цирконов илиньтасской свиты показало, что обломочный материал поступал из нескольких провинций. Основным источником выступали магматические образования Приколымского террейна, Удско-Мургальской дуги и Главного (Колымского) батолитового пояса.

Благодарности. Исследования проводились в рамках Государственного задания на проведение региональных геолого-съемочных работ во Всероссийский научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского.

Литература

1. *Парфенов Л.М., Кузьмин М.И.* Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 571 с.

2. *Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Прокопьев А.В., Брусницына Е.А.* Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 4. С. 415–440.

3. *Акинин В.В., Ползуненков Г.О.* Первые данные о Пермских гранитоидах на Северо-Востоке Азии (Кони-Тайгоносская дуга) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 170–175.

4. *Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А.* U-Pb-SHRIMP-возраст грани-

тоидов Главного батолитового пояса (северо-восток Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

5. *Ганелин А.В., Лучицкая М.В., Маскаев М.В.* Геохимия, возраст и геодинамические особенности формирования вулканитов Индигирского разреза, Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Северо-Восток Азии) // Геохимия. 2023. Т. 68, № 3. С. 227–254.

6. *Худолей А.К., Ткаченко В.И., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Сергеев С.А.* Новые данные о возрасте докембрийских вулканитов хакдонской серии (Восточное Приколымье) // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 505–509.

7. *Prokopiev A.V., Ershova V.B., Stockli D.F.* Detrital zircon U-Pb data for Jurassic–Cretaceous strata from the South-Eastern Verkhoyansk-Kolyma orogen-correlations to magmatic arcs of the North-East Asia active margin // Minerals. 2021. V. 11. N. 3. P. 1–23.

А.С. Бяков[1,2], А.Б. Кузнецов[3], И.В. Брынько[1,2], И.Л. Ведерников[1]

$^{87}Sr/^{86}Sr$ кривая перми Северо-Востока Азии и ее значение для региональной стратиграфии и палеотектонических реконструкций

В последние два десятилетия широко используется изучение величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ как в хемостратиграфии морских отложений (метод SIS – strontium isotope stratigraphy) [1–4], так и для палеогеографических реконструкций [5, 6]. Особенно широко эти работы проводятся при изучении докембрийских толщ, где они, наряду с методами изотопного определения возраста, применяются для корреляции разрезов [7 и др.].

В пермском периоде величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ испытывала значительные изменения и поэтому ее изучение является весьма информативным. В течение перми это соотношение варьировало в значительных пределах: от 0.7081 в самом начале периода, далее устойчиво понижаясь до 0.70680–0.70685 в позднем кепитене (минимальное значение для всего фанерозоя), с последующим ростом до 0.70730 вблизи пермо-триасового рубежа,

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

[2] Северо-Восточный государственный университет, Магадан, Россия

[3] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

что позволило создать сводную международную кривую Sr соотношения [2, 4]. Традиционно считается, что существует только два основных источника стронция в океанической воде: речной сток, поставляющий тяжелый сиалический стронций, и океанические базальты, являющиеся источником облегченного фемического стронция [8, 9]. Следовательно, повышенные значения стронциевого соотношения зависят, прежде всего, от скорости эрозии на континентах, обусловленной тектонической активностью, а пониженные его значения связаны с интенсивным палеоспредингом.

В 2006, 2014 и 2015 гг. нами были проведены комплексные исследования четырех опорных пермских разрезов Омолонского массива и его юго-восточного обрамления – по руч. Водопадному, рр. Русская-Омолонская, Мунугуджак и в верховьях р. Парень. В результате была собрана представительная коллекция раковин брахиопод (преимущественно спириферид хорошей сохранности), которая и послужила материалом для проведенных исследований величины Sr соотношения. Эти работы проводились в Университете Лидса (Великобритания) и Институте геологии и геохронологии докембрия РАН. Методика аналитических исследований подробно изложена в работах [7, 10–12]. Всего нами было изучено 69 образцов: 26 из нижней, 22 из средней и 21 из верхней перми. Для корректной интерпретации результатов стронциевой изотопии был применен комплекс методов, свидетельствующих об отсутствии изменений раковинного вещества: предварительная визуальная оценка раковин брахиопод (отсутствие явных признаков перекристаллизации, окварцевания, ожелезнения и выветривания), определение в раковинном веществе содержания Ca, Mg, Sr, Mn и Fe и петрографическое изучение образцов, в том числе катодолюминесцентное. В итоге 15 образцов (включая образцы с явно заниженным соотношением $^{87}Sr/^{86}Sr$) были отбракованы и результаты измеренного в них Sr соотношения исключены из построений.

Полученная нами кривая $^{87}Sr/^{86}Sr$ обнаруживает хорошую сходимость с опубликованной стандартной кривой вариаций Sr отношения в пермском океане [2, 4]. Это указывает на то, что Колымо-Омолонский палеобассейн в перми свободно сообщался с Мировым океаном. Обращают на себя внимание очень низкие значения величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ (даже более низкие, чем на мировой кривой), полученные для кепитенского века. Особенно следует отметить два минимума – в начале кепитена (0.706709) и его второй половине (0.706707), которые не фиксируются в большинстве разрезов мира, но присутствуют в атолловых известняках формаций Ивайзаки [13] и особенно Акасака Японии [14], сформированных в экваториальных широтах Панталассы.

Среди наиболее вероятных причин пониженных значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в кепитенском интервале, связанных с поступлением в океан значитель-

ных количеств облегченного фемического стронция, называются срединноокеанический спрединг и увеличение выветривания на континентах вследствие образования суперконтинента Пангея [15], а также эмейшаньский трапповый вулканизм [16]. По нашему мнению, определенный вклад в этот процесс могло также внести и резкое усиление процессов рифтогенеза по периферии Омолонского бассейна и, в частности, существенное расширением Оймяконского бассейна и океана Ангаючам [11, 17].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ, проект № 24-27-00180 «Углеродная и стронциевая изотопная хемостратиграфия перми Северо-Востока Азии и ее связь с геобиосферными событиями».

Литература

1. *Korte C., Jasper T., Kozur H., Veizeret J.* $^{87}Sr/^{86}Sr$ record of Permian seawater // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2006. V. 240. P. 89–107.

2. *Korte C., Ullmann C.V.* Permian strontium isotope stratigraphy // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2018. V. 450. P. 105–118.

3. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Стронциевая изотопная хемостратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

4. *McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A., Zhou Y.* Strontium Isotope Stratigraphy // In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg, G.M. (Eds.). The Geologic Time Scale, Boston: Elsevier, 2020. V. 1. Chap. 7. P. 211–238.

5. *Song H.J., Wignall P.B., Tong J.N., Song H.Y., Chen J., Chu D.L., Tian L., Luo M., Zong K.Q., Chen Y.L., Lai X.L., Zhang K.X., Wang H.M.* Integrated Sr isotope variations and global environmental changes through the Late Permian to early Late Triassic // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 424. P. 140–147.

6. *Van der Meer D.G., van den Berg van Saparoea A.P.H., van Hinsbergen D.J.J., van de Weg R.M.B, Godderis Y., Hir G. Le, Donnadieu Y.* // Reconstructing first-order changes in sea level during the Phanerozoic and Neoproterozoic using strontium isotopes // Gondwana Research. 2017. V. 44. P. 22–34.

7. *Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В.* Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.

8. *Brass G.W*. The variation of the marine 87Sr/86Sr ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. N 7. P. 721–730.

9. *Spooner E.T.C.* The strontium isotopic composition of seawater, and seawater–oceanic crust interaction // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. N 1. P. 167–174.

10. *McArthur J.M., Howarth R.J., Bailey T.R.* Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age // J. Geol., 2001. V. 109. P. 155–170.

11. *Бяков А.С., Брынько И.В., Бонд Д. (Bond D.P.G.), Харвей Д. (J. Harvey), Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Филимонова Т.В.* Новые минимальные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в биогенных карбонатах перми Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 4. С. 397–402.

12. *Бяков А.С., Кузнецов А.Б., Ганелин В.Г., Брынько И.В., Чеботарева В.А., Ведерников И.Л.* Sr хемостратиграфия нижней перми Омолонского массива (Северо-Восток Азии): первые данные и значение для корреляции с Международной стратиграфической шкалой // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 518. № 2. С. 244–251.

13. *Kani T., Hisanabe C., Isozaki Y.* The Capitanian (Permian) minimum of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in the mid-Panthalassan paleo-atoll carbonates and its demise by the deglaciation and continental doming // Gondwana Res. 2013. V. 24. P. 212–221.

14. *Kani T., Isozaki Y., Hayashi R., Zakharov Yuri, Popov A.* Middle Permian (Capitanian) seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ minimum coincided with disappearance of tropical biota and reef collapse in NE Japan and Primorye (Far East Russia) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2018. V. 499. P. 13–21.

15. *Wang W.Q., Garbelli C., Zheng Q.F., Chen J., Liu X.C., Wang W., Shen S.Z.* Permian $^{87}Sr/^{86}Sr$ chemostratigraphy from carbonate sequences in South China // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2018. V. 500. P. 84–94.

16. *Huang H., Hou M., Qing H., Zhou L., Yang J., Du Y., Tian J., Ni S., Xiong F.* The contribution of the Emeishan large igneous province to the strontium isotope evolution of the Capitanian seawater // Intern. Geol. Rev. 2019. https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1571448

17. *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 // Отечествен. геол. 2005. № 5. С. 81–85.

В.Е. Вержбицкий[1], Н.А. Малышев[1], И.С. Васильева[2], А.А. Колюбакин[2], А.А. Бородулин[1], В.Е. Васильев[3], Д.К. Комиссаров[1]

Четвертичные складчато-надвиговые гляциодислокации в области сочленения акваторий Лаптевых и Восточно-Сибирского морей

Интенсивные складчато-надвиговые деформации верхнемеловых и кайнозойских отложений, развитые в восточной части архипелага Анжу (на островах Фаддевский и Новая Сибирь), являются одним из известных и широко обсуждаемых геологических феноменов Российской Арктики (например, [12]). Прежде всего это касается природы данных примечательных компрессионных структур. Ряд исследователей связывает их формирование с кайнозойским (олигоцен-миоценовым?) эпизодом сжатия, что, соответственно, находит свое отражение в региональных палеогеодинамических реконструкциях [10, 11]. В работе М.К. Косько с соавторами также указывалось на возможную транспрессионную обстановку формирования рассматриваемых деформаций [7].

Другие специалисты аргументированно отдают предпочтение гляциодислокационной гипотезе их образования. В частности, М.Г. Гросвальд пришел к выводу о гляциодислокационной природе деформаций на Новосибирских островах на основе геоморфологического анализа космических снимков и аэрофотоснимков [4]. Позднее А.Э. Басилян с соавторами [1, 2] привели доказательства однократного оледенения части о. Анжу (о. Новая Сибирь и о. Фаддевский) в конце среднего неоплейстоцена и показали, что рассматриваемые интенсивные дислокации связаны с деятельностью ледника. На основе полевых работ 2013 г. на острове Новая Сибирь в публикации [5] было показано, что возраст деформаций в районе Деревянных гор не древнее среднего неоплейстоцена, а причина их формирования – покровное шельфовое оледенение.

Отметим, что важное значение для понимания кинематики, а также времени и механизма формирования рассматриваемых структур также имели комплексные полевые работы на острове Новая Сибирь в 2016 году, организованные силами Геологическим институтом РАН по программе ПАО «НК “Роснефть”». На основе структурно-кинематического анализа, включая морфологию изучаемых структур сжатия (преимущественно

[1] ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия
[2] ООО «Арктический научный центр», Москва, Россия
[3] АО «Институт геологии и разработки горючих ископаемых», Москва, Россия

южной и восточной вергентности) в отложениях от верхнего мела до среднего неоплейстоцена, расшифровку этапности и уточнения возраста их проявления, анализа трековых возрастов по обломочным апатитам и др., был убедительно аргументирован вывод об отнесении их к гляциодислокациям, связанным с крупнейшим неоплейстоценовым оледенением [3].

С целью прояснения ранее слабо изученного вопроса о развитии подобных структур на прилегающем шельфе, в данной работе мы приводим результаты геолого-структурного анализа данных высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования, сопровождавшего постановку шести малоглубинных скважин на Анисинско-Новосибирском лицензионном участке. Эти данные были получены в рамках реализации проекта ПАО «НК "Роснефть"» по стратиграфическому бурению в пределах малоизученных осадочных бассейнов на шельфе Арктики [8, 9].

Проведение таких сейсморазведочных работ высокого разрешения в первую очередь нацелено на оптимальный выбор точек постановки бурения и минимизации рисков, связанных с возможными инженерно-геологическими опасностями [6]. Однако применение такой методики позволяет выявить и многие особенности строения верхней части геологического разреза, которые ранее не были идентифицированы на региональных 2D сейсмических профилях МОВ ОГТ, в силу их большей глубинности, но меньшей разрешающей способности.

При анализе сейсмоакустических данных на изучаемой шельфовой акватории к северу от островов Анжу в верхней части осадочного разреза нами было отмечено развитие интенсивных складчато-надвиговых деформаций с преобладающей вергентностью в южных румбах. Примечательно, что рассматриваемые деформации сжатия обычно развиты в верхней части осадочного разреза шельфа, в «полосе» мощностью ~50–100 м, вне зависимости от возрастного диапазона отложений. На участках с различным характером залегания пород в складчато-надвиговые деформации вовлечены отложения от палеоценового до плейстоценового возраста. Во многих случаях основной плоскостью срыва (детачмента) для складчато-разрывных нарушений служит поверхность позднемиоценового (посттортонского) углового несогласия, хорошо выделяемого на сейсмических разрезах (рис. 1) и датированного по результатам стратиграфического бурения [11]. По нашему мнению, совершенно логично предположить, что обнаруженные на шельфе бескорневые структуры сжатия парагенетичны гляциодислокациям, известным на прилегающей островной суше.

Дислоцированные сейсмокомплексы с угловым несогласием перекрываются маломощной (обычно до первых десятков метров) субгоризонтально залегающей сейсмопачкой, сопоставляемой нами с верхненеоплейстоценовыми отложениями верхней части канарчакской свиты острова Новая Сибирь [3]. По аналогии с этими наблюдениями, мы относим возраст

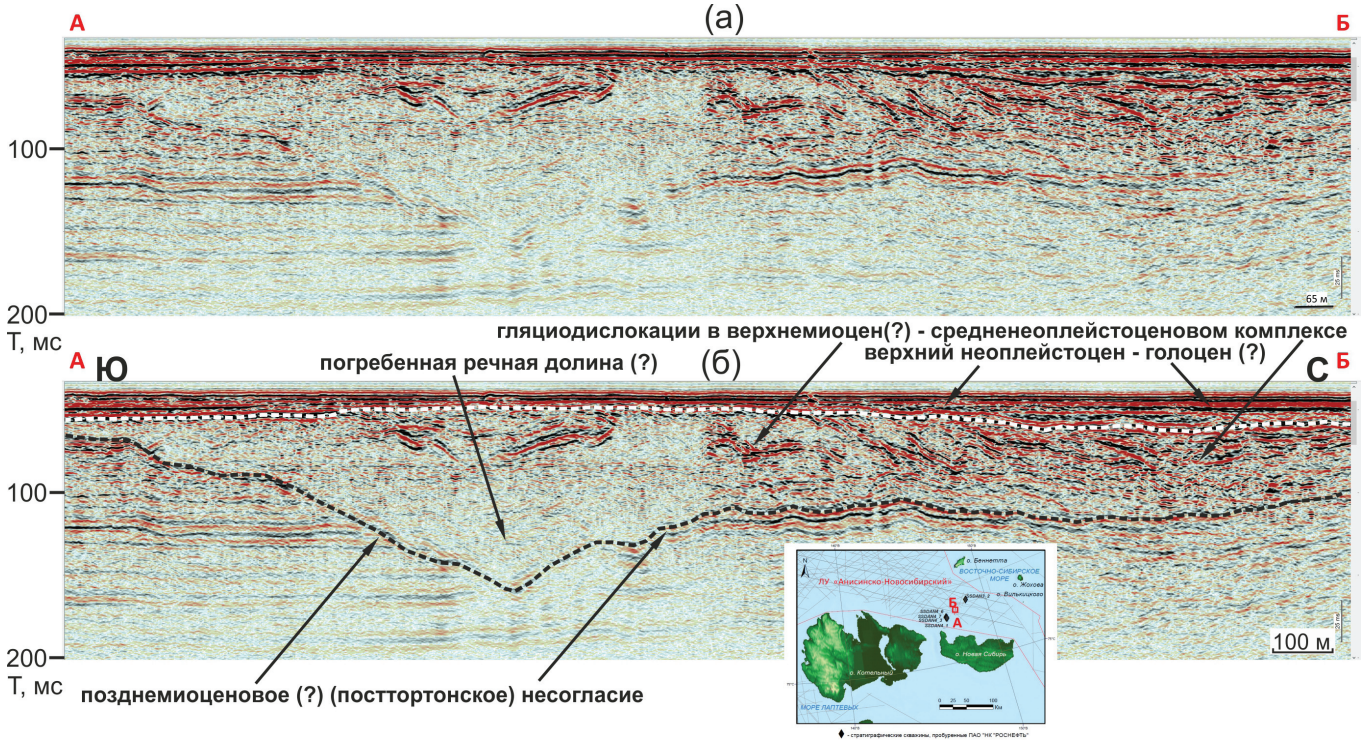


Рис. 1. Фрагмент сейсмоакустического профиля (а) с элементами интерпретации (б) вдоль линии АБ, иллюстрирующий выделение четвертичных складчато-надвиговых гляциодислокаций на шельфе к северу от острова Новая Сибирь

окончания деформаций, связанных с воздействием ледниковых масс, к концу среднего неоплейстоцена [3, 5]. В целом можно сделать вывод о широком распространении гляциодислокаций в палеоцен-четвертичных отложениях, развитых в северо-восточной части шельфа моря Лаптевых и северо-западной части Восточно-Сибирского моря.

На отдельных участках заметно, что гляциодислокации нарушены более молодыми разрывными нарушениями. Отмечаются зоны как субвертикальных смещений (сдвиги?), так и листрических сбросов. Амплитуда смещений в вертикальной плоскости по этим новейшим и современным разломам не превышает первых метров. По-видимому, сбросы могут иметь как гравитационную природу, так и отражать новейшее/современное поле внутриплитных напряжений субширотного–ВСВ растяжения, связанного с развитием спредингового хребта Гаккеля и лаптевоморской рифтовой системы.

В целом, полученные нами новые сейсмоакустические данные высокого разрешения имеют как очевидное прикладное значение (в части изучения инженерно-геологических условий на шельфе), так и фундаментально-научное, связанное с ареалом влияния последнего покровного оледенения на современную структуру верхней части осадочного чехла Восточной Арктики, а также изучением природы четвертичных и современных деформаций в регионе.

Литература

1. *Басилян А.Э., Никольский П.А., Анисимов М.А*. Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет // Новости МПГ 2007/2008. № 12. С. 7–9.

2. *Басилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю.* Возраст следов покровного оледенения Новосибирских островов по данным 230Th/U-датирования раковин моллюсков // Строение и история развития литосферы / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: Paulsen, 2010. С. 506–514.

3. *Голионко Б.Г., Басилян 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.

4. *Гросвальд М.Г.* Признаки покровного оледенения Новосибирских островов и прилегающего шельфа // ДАН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 654–659.

5. *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.

6. *Колюбакин А.А., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Токарев М.Ю., Пашали А.А., Комиссаров Д.К., Бородулин А.А., Обметко В.В., Болдырев М.Л., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В.* Технологические разработки геофизического обеспечения стратиграфического бурения в морях российской Арктики // Нефтяное хозяйство. 2023. № 11. С. 6–11.

7. *Косько М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А., Проскурнин В.Ф., Столбов Н.М.* Геология Новосибирских островов – основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. С. 1–36.

8. *Савостин Л.А., Драчев С.С.* Кайнозойское сжатие в районе Новосибирских островов и его связь с раскрытием Евразийского бассейна // Океанология. 1988. Т. 28. № 5. С. 775.

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

10. *Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Колюбакин 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., Суслова 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. 2024. № 3. С. 19–30.

11. *Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М., Колюбакин 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., Угрюмов 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., Суслова А.А., Ступакова А.В., Никишин А.М.* Стратиграфическое бурение на северо-востоке моря Лаптевых: основные результаты и дальнейшее развитие проекта // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 2. С. 160–179, doi: 10.15372/GiG2024153, EDN: JRIZGV.

12. *Kos'ko M.K., Trufanov G.V.* Middle Cretaceous to Eopleistocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // Marine and Petroleum Geology. 2002. V. 19. P. 901–919.

Е.В. Виноградов[1], Д.В. Метелкин[2]

Палеомагнитные свидетельства аномального состояния геомагнитного поля на рубеже докембрия и палеозоя по данным для Сибирской платформы

Настоящее исследование посвящено решению одной из наиболее интригующих палеомагнитных загадок – природы так называемого вендского геомагнитного феномена. Для позднего венда – раннего кембрия (интервал ≈580–530 млн лет) Сибири, как и для других древних континентальных областей, сосуществуют две дискретные и равнообоснованные группы палеомагнитных полюсов [11]. Для Сибирской платформы одна группа располагается в Австрало-Антарктическом регионе и в рамках модели центрального осевого диполя (ЦОД) соответствует относительно высокоширотному положению палеоконтинента в Южном полушарии [6, 7, 9]. Вторая группа находится у побережья Мадагаскара и указывает на низкоширотное, приэкваториальное положение кратона [2, 4, 12]. Наличие двух дискретных групп одновозрастных полюсов не находит объяснения в рамках классического палеомагнитного допущения, что геомагнитное поле Земли эквивалентно полю ЦОД, и ставит под сомнение палеогеографические реконструкции этого важнейшего этапа геологической истории.

В ходе многолетних полевых и лабораторных исследований нами изучены ключевые, в том числе стратотипические, венд-раннекембрийские разрезы Сибирской платформы. Среди них тасеевская и вороговская серии Енисейского кряжа, хорбусуонская и кессюсинская серии, а также тас-юряхский магматический комплекс Оленекского поднятия. Комплексный подход включал геохронологическое обоснование возраста пород методом U-Pb датирования бадделеита и детритового циркона, изотопно-геохимические исследования, всесторонний петромагнитный анализ, а также применение методов палеомагнитной чистки (терморазмагничивание и размагничивание переменным полем). Для обработки палеомагнитных данных использовались методы компонентного анализа, включая комбинированный анализ единичных направлений и больших кругов, что позволило надежно идентифицировать различные компоненты намагниченности, такие как близкая к современной термовязкая, метахронная

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

раннепалеозойская, первичные осадочные и термоостаточные компоненты намагниченности [1, 5].

Важнейшим результатом стало обнаружение в ряде разрезов (мошаковская и чистяковская свиты тасеевской серии, часть вороговской серии) факта одновременной фиксации «австралийской» и «мадагаскарской» компонент намагниченности в пределах одного образца. Учитывая положительные тесты складки и обращения, это свидетельствует против их метахронной природы и указывает на сложную, недипольную конфигурацию геомагнитного поля в момент намагничивания. «Мадагаскарская» компонента, как правило, демонстрирует биполярное распределение направлений, соответствующее режиму частых, иногда ультрачастых инверсий, что согласуется с данными по другим кратонам [3, 8]. В то же время «австралийская» компонента в венд-раннекембрийских породах почти всегда монополярная [1, 2, 7], что противоречит ожидаемому поведению дипольного поля.

Для поиска физической причины этого феномена были выполнены прямые определения палеонапряженности геомагнитного поля по долеритам тас-юряхского комплекса Оленекского поднятия, возраст которых (530 млн лет) надежно обоснован U-Pb датированием бадделеита. Полученное значение виртуального дипольного момента составило $(1.21\pm0.25)\cdot10^{22}$ А·м^2, что почти на порядок ниже современного [5]. Эти данные, согласующиеся с единичными определениями палеонапряженности для более древнего вендского интервала (580–560 млн лет) [10, 13], указывают на продолжительный период аномально низкой интенсивности дипольной составляющей поля. Новые ультранизкие определения палеонапряженности, данные о частых инверсиях магнитных полюсов и схожий характер палеомагнитной записи на рубеже докембрия и палеозоя для различных палеоконтинентов [11] подтверждают гипотезу аномального поведения геомагнитного поля в этот период и позволяют не привлекать дискуссионные гипотезы истинного смещения полюсов или быстрого дрейфа континентов.

На основе совокупности полученных данных нами выдвинута гипотеза, объясняющая вендский геомагнитный феномен. Мы предполагаем, что в интервале ≈580–530 млн лет произошло резкое ослабление главного дипольного поля Земли. На этом фоне относительный вклад недипольных источников, в частности, долгоживущих мировых магнитных аномалий, стал сопоставим с дипольным или даже начал доминировать. Биполярная «мадагаскарская» компонента отождествляется нами с ослабленным, но инвертирующим полем ЦОД. Монополярная «австралийская» компонента интерпретируется как результат намагничивания пород магнитной аномалией, находившейся вблизи Сибирского палеоконтинента, в те временные эпизоды, когда дипольная составляющая поля падала до минимальных

значений. Быстрая смена эпизодов доминирования дипольного и аномалийного полей, наилучшим образом фиксируемая в осадочных породах с ориентационным механизмом намагничивания, привела к наблюдаемой сложной палеомагнитной записи.

Результаты исследования свидетельствуют о том, что на рубеже докембрия и палеозоя геомагнитное поле Земли претерпело кардинальную перестройку, выразившуюся в резком снижении напряженности и нарушении преобладающей дипольной конфигурации. Этот период аномального состояния поля длился, по нашим оценкам, не менее 50 миллионов лет.

Что касается палеогеографических реконструкций, полученные данные позволяют предложить новый подход. Ослабленное поле геомагнитного диполя, зафиксированное в «мадагаскарской» компоненте, надежно указывает на положение Сибири в приэкваториальной области Южного полушария в интервале 580–530 млн лет [2, 4, 12]. В то же время, направления «австралийской» компоненты, связанные с влиянием недипольной аномалии, не несут прямого палеогеографического смысла в рамках модели ЦОД. Однако их совместный анализ с аномальными венд-раннекембрийскими направлениями для Лаврентии, Балтики и древних континентальных областей Гондваны открывает возможность для реконструкции взаимного расположения палеоконтинентов относительно центра этой долгоживущей магнитной аномалии в период аномального состояния геомагнитного поля.

Работа выполнена при поддержке РНФ проект 25-17-00040.

Литература

1. *Виноградов Е.В., Метелкин Д.В., Летникова Е.Ф., Косарева Л.Р., Абашев В.В., Вишневская И.А.* Палеомагнетизм вороговской серии Енисейского кряжа: к обоснованию вендского геомагнитного феномена // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 4. С. 441−462.

2. *Казанский А.Ю.* Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. … докт. наук. Новосибирск, 2002. 40 с.

3. *Левашова Н.М., Голованова И.В., Рудько Д.В., Данукалов К.Н., Рудько С.В., Сальманова Р.Ю., Сергеева Н.Д.* Период гиперактивности магнитного поля в конце эдиакария: оценка частоты инверсий циклостратиграфическим методом // Физика Земли. 2021. № 2. С. 119–129.

4. *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

5. *Метелкин Д.В., Виноградов Е.В., Щербакова В.В., Верниковский В.А., Захаров С.М., Наговицин К.Е.* К проблеме палеогеографических реконструкций и структуры геомагнитного поля на границе докембрия–палеозоя на примере новых палеомагнитных данных по Оленекскому поднятию (Сибирский кратон) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 135–141.

6. *Павлов В.Э., Пасенко А.М., Шацилло А.В., Паверман В.И., Щербакова В.В., Малышев С.В.* Систематика палеомагнитных направлений раннего кембрия северных и восточных районов Сибирской платформы и проблема аномального геомагнитного поля вблизи границы протерозоя и фанерозоя // Физика Земли. 2018. № 5. С. 122–146.

7. *Пасенко А.М., Малышев С.В., Дюфрейн С.Э., Шацилло А.В.* Палеомагнетизм и источники сноса нижнекембрийских отложений Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2020. Т. 65. № 3. С. 552–576.

8. *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Приняткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В.* Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // Докл. РАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.

9. *Шацилло А.В., Рудько С.В., Латышева И.В., Рудько Д.В., Федюкин И.В., Паверман В.И., Кузнецов Н.Б.* Гипотеза «блуждающего экваториального диполя»: к проблеме низкоширотных оледенений и конфигурации геомагнитного поля позднего докембрия // Физика Земли. 2020. № 6. С. 113–134.

10. *Bono R.K., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D.* Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity // Nature Geoscience. 2019. V. 12. № 2. P. 143–147.

11. *Domeier M., Robert B., Meert J.G., Kulakov E.V., McCausland P.J., Trindade R.I., Torsvik T.H.* The enduring Ediacaran paleomagnetic enigma // Earth-Science Reviews. 2023. V. 242. P. 104444.

12. *Kirschvink J.L., Rozanov A.Yu.* Magnetostratigraphy of lower Cambrian strata from the Siberian Platform: a palaeomagnetic pole and a preliminary polarity time-scale // Geological Magazine. 1984. V. 121. № 3. P. 189–203.

13. *Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Thallner D., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Biggin A.J.* Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran // Geophysical Journal International. 2020. V. 220. № 3. P. 1928–1946.

В.Г. Владимиров[1], И.А. Савинский[2]

Цели и возможности структурно-петрологических исследований при проведении поисково-разведочных и геолого-съемочных работ на разных стадиях изучения и освоения рудных месторождений

К главным целям структурно-петрологических исследований можно отнести определение возраста, условий и механизмов процессов деформирования, обеспечивших тепло- и массоперенос, синкинематическое минералообразование и структурообразование в кристаллических горных породах. В комплексе со структурным и структурно-кинематическим анализом предоставляется возможность решения широкого круга задач при проведении поисково-разведочных и геолого-съемочных работ. Традиционно основной объем структурных работ при поисково-разведочных изысканиях направлен на описание форм и ориентировок геологических тел, пликативных и дизъюнктивных нарушений. Однако в настоящее время по окончании структурных работ предполагается решение более широкого спектра задач, включая заключения о тектонических обстановках, структурном контроле рудопроявлений, сопряженном магматизме, возрасте заложения и реактивации разломов, кинематики деформирования пород, синхронности, либо последовательности тектоники, метаморфизма и магматизма [1]. Это становится возможным при внедрении в практику освоения рудных месторождений структурно-петрологических подходов.

Необходимо обратить внимание и на объективные факторы. Опыт работы на рудных объектах Забайкалья и Казахстана показал, что в условиях практически полного отсутствия скальных обнажений структурно-петрологический подход является единственным базисом при постановке работ. Это становится возможным, поскольку данные исследования опираются в том числе и на образцы из развалов скальных обнажений, элювия и делювия. Это структурно-ориентированные образцы, препарированные в дальнейшем вдоль линейности растяжения и перпендикулярно плоскостям скалывания, либо полосчатости различного происхождения. При наличии же скальных обнажений становится возможным производить отбор и анализ пространственно структурно-ориентированных образцов, то есть привязать структурные элементы образца породы в пространстве и решать дополнительно кинематические задачи. Экстраполяция, опираясь на

[1] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
[2] ООО «Рок Энд Милл» (ООО «РАМ»), Москва, Россия

возможности GIS программ, результатов анализа деформаций отдельных образцов на всю площадь съемки позволяет обобщить отдельные выводы, выполнить доменный анализ с выявлением зон и участков, благоприятных для поиска оруденения.

Регламент структурно-петрологического картирования с отбором ориентированных образцов был описан ранее [1, 2], основы исследований были заложены в [3, 4 и др.].

Детальное описание признаков деформирования и кинематических признаков в ориентированных петрографических шлифах приведены в методических рекомендациях [5]. С электронной версией работы [5] можно познакомиться по адресу: https://cloud.mail.ru/public/8iNw/j7ds-D5zKx).

В рамках совещания планируется обсудить значимость характеристики разномасштабных структур растяжения при постановке работ по опробыванию и изотопно-геохронологическому датированию рудопроявлений.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

Литература

1. *Владимиров В.Г.* Регламент структурно-петрологического картирования // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 85–89.

2. *Владимиров В.Г.* Новые методические подходы в структурном картировании // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 11. Материалы XI Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск: ООО «КОМПАНИЯ МИЛОН», 2022. С. 24–25.

3. *Passchier C.W., Trouw R.A.J.* Microtectonics, 2nd, rev. and enl. ed. Springer, Berlin; New York, 2005. 366 p.

4. *Кирмасов А.Б.* Основы структурного анализа. М.: Мир, 2011. 368 с.

5. *Владимиров В.Г.* Структурно-кинематический анализ деформаций пород в ориентированных петрографических шлифах. Методические рекомендации. Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2025. 150 с.

В.Ю. Водовозов[1,2], А.П. Беляков[1,2], В.В. Абашев[2]

Ключевой палеомагнитный полюс 1.88 млрд лет раннепротерозойских образований Удокана как ограничение времени консолидации юга Сибирского кратона

Сибирский кратон прошел в конце раннего протерозоя относительно короткий, но динамичный путь от «микроконтинентов к суперконтинентам» [8], прямым обоснованием этой эволюции могут служить палеомагнитные данные, с помощью которых можно рассчитать крупномасштабные перемещения тектонических блоков и ограничить их возможные взаимные расположения. Наиболее надежным методом определения взаимного положения разных блоков является построение и сравнение одновременных участков траекторий кажущейся миграции палеомагнитного полюса (ТКМП), но для докембрийского интервала сделать это крайне сложно – количество палеомагнитных полюсов должно быть достаточно большим, а промежуток между соседними полюсами не превышать 30 млн лет [11]. Для докембрия в связи с резким дефицитом надежных палеомагнитных определений предлагается использовать «ключевые» полюсы [11], такое определение должно быть получено не менее чем по 10 отдельным телам, иметь положительные полевые палеомагнитные тесты, точность определения возраста породы должна быть не хуже, чем 20 млн лет. Для получения такого полюса самое главное – найти подходящий геологический объект, имеющий надежно определенные изотопный возраст и геодинамическую позицию, достаточное количество коренных обнажений и слабо проявленные процессы вторичного преобразования, которые могут затереть первичную палеомагнитную запись. Нам удалось найти такой объект на Удокане в западной части Алданского щита – сакуканскую свиту кеменской серии удоканского комплекса. Первые результаты палеомагнитного опробования показали пригодность этих пород для получения ключевого полюса [1]. В августе 2025 года мы отобрали дополнительные точки из этой толщи для увеличения статистики, в настоящей работе мы представляем синтез старых и новых результатов.

Удоканский комплекс – мощная (до 13 км) протоплатформенная осадочная толща, залегающая на архейском фундаменте Алданского щита, традиционно расчленяется на 3 серии (снизу вверх) – кодарскую, чинейскую и кеменскую. Породы кодарской серии сильно метаморфизованы

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия

(до амфиболитовой фации), отделены от верхнележащих толщ этапом деформаций и метаморфизма и имеют возраст 1.99–1.91 млрд лет [5]. Кодарскую серию предлагается исключить из удоканского комплекса [3, 5]. Верхние две серии метаморфизованы в меньшей степени, до зеленосланцевой фации, возраст самых молодых цирконов из песчаников чинейской серии составляет 1.90 млрд лет [6]. Породы кеменской серии (талаканская, сакуканская и намингинская свиты) залегают согласно или с размывом на отложениях чинейской серии. Деформированные породы кеменской серии прорваны гранитами кодарского и габброидами чинейского комплексов с возрастами 1876–1867 млн лет [7, 8]. Породы чинейской и кеменской серий накапливались, таким образом, в узком временном интервале 1.90–1.88 млрд лет, в этом же интервале произошли рудообразование, складчатость и метагенез. Породы верхних двух серий удоканского комплекса откладывались на стадии коллапса орогенного сооружения, сразу после основного этапа орогенеза 1.91–1.90 млрд лет, приведшего к объединению Алданского и Станового супертеррейнов, и непосредственно перед внедрением больших интрузивных постколлизионных массивов [3].

Для палеомагнитных исследований было отобрано 193 образца из 14 сайтов, расположенных в пределах Намингинской синклинали Кодаро-Удоканского прогиба (хребет Удокан), примерно поровну из средне- и верхнесакуканской подсвит. Исследованные образцы представлены мелкозернистыми параллельно- и косослоистыми песчаниками и алевропесчаниками с проявлениями предметаморфических преобразований. Сложены кварцем, полевым шпатом, серицитом, образовавшемся по глинистому цементу, вторичным биотитом, по которому развивается хлорит, пиритом, вторичными кальцитом и гематитом. На раннюю стадию метагенеза согласно [10] указывают масштабная серицитизация, грануляция зерен кварца (местами частичная грануляция), вростки иллита в калиевом полевом шпате, изгиб зерен плагиоклаза, полоски Бёма на кварцевых зернах и регенерационные кварцевые каемки.

Лабораторные испытания проводились на базе палеомагнитных лабораторий ГИН РАН и МГУ по стандартным методикам. Перед началом температурной чистки измерялась объемная анизотропия начальной магнитной восприимчивости (АМВ). В среднем ее величина не превышает 5%, представлен преимущественно плоскостной тип АМВ, в древней системе координат короткая ось эллипсоида АМВ субвертикальна, а длинная – субгоризонтальна и группируется в ЮЗ и СВ румбах. На трехкомпонентном магнитометре на 16 образцах были проведены эксперименты по методы Лоури [14]. Выявлено, что основной вклад в намагниченность вносит среднекоэрцитивный минерал, намагничивающийся в поле 0.3 Тл, с деблокирующими температурами 540–600 °С (магнетит, катион-дефицитный магнетит). Заметный вклад в общую намагничен-

ность вносит также высококоэрцитивный минерал, который намагничивается в поле 1.2 Тл и имеет деблокирующие температуры 560–620 °С (гематит).

Ступенчатая температурная чистка всех образцов проводилась до полного размагничивания. На диаграммах Зийдервельда выделяются 2-3 компоненты ЕОН и круги перемагничивания. При совместном анализе высокотемпературных компонент ЕОН и кругов перемагничивания удалось рассчитать средние направления для всех точек. На стереограмме они образуют биполярное распределение в СВ и ЮЗ румбах с пологими наклонениями, один сайт сильно отклоняется от других, что может быть связано с неполным введением тектонической поправки или локальным вращением. Тест обращения для 13 сайтов положительный ($\gamma/\gamma c$ = 6.8/16.9, класс «С» по [15]), тест складки в модификации DC [13] также положительный. Среднее направление по 13 точкам: D = 190.9°, I = 21.9°, k = 27.7, a95 = 8.0° (в древней системе координат). Полюс, рассчитанный осреднением 13 виртуальных геомагнитных полюсов сайтов (Plat = -21.1°, Plong = 106.9°, A95 = 6.8°), совпал с палеомагнитными полюсами раннепротерозойских гранитов кодарского и габброидов чинейского комплексов [2, 4] (рис. 1). Чара-Олекминский геоблок Алданского щита находился 1.90–1.88 млрд лет назад в приэкваториальных (11°) широтах.

Возраст нашего полюса, согласно положительным палеомагнитным тестам, отвечает интервалу 1.90–1.88 млрд лет. Возможно, что он практически неотличим от времени внедрения наиболее древних посткинемати-

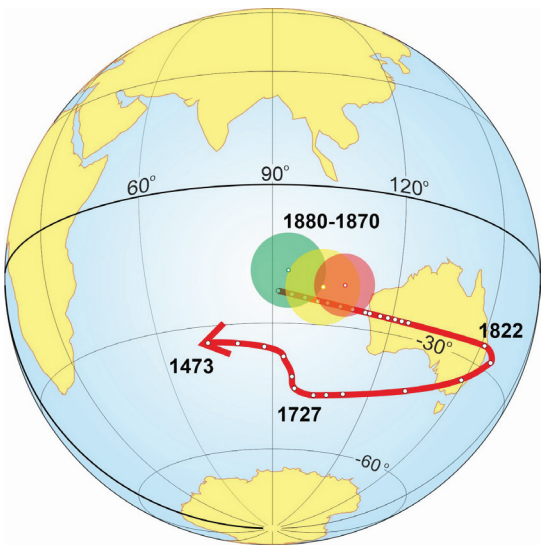


Рис. 1. Сравнение полученного в работе палеомагнитного полюса по кеменской серии удоканского комплекса (красный цвет) с полюсами по кодарскому (желтый) [2] и чинейскому (зеленый) [4] комплексам (красным цветом обозначена палеопротерозойская ТКМП Сибирского кратона [12], цифры у траектории – ориентировочный возраст в миллионах лет)

ческих интрузивных комплексов (1.88–1.87 млрд лет), но положительный тест складки говорит об относительно более древнем возрасте полюса, полученного нами по кеменской серии. Ошибки полученного определения оставляют возможности для незначительных взаимных разворотов отдельных массивов, но наши данные позволяют утверждать, что жесткая структура Чара-Олекминского геоблока Алданского щита сформировалась к 1.88 млрд лет. Процесс консолидации юга Сибирского кратона в конце раннего протерозоя, по нашим данным, продлился не более 20 млн лет, это гораздо быстрее, чем предполагалось ранее [9].

Нами получено наиболее древнее надежное (с положительными полевыми тестами, достаточной статистикой и определенным с необходимой точностью возрастом породы) палеомагнитное определение, которое можно отнести к Сибирскому кратону и которое претендует на звание «ключевого».

Литература

1. *Водовозов В.Ю., Беляков А.П., Божко Н.А. и др.* Нижнепротерозойские метапесчаники сакуканской свиты удоканского комплекса юга Сибирского кратона – уникальный объект для палеомагнетизма раннего докембрия? // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 524. № 2. С. 262–269.

2. *Водовозов В.Ю., Захаров В.С., Зверев А.Р., Травин А.В.* Датирование термоостаточной намагниченности гранитных батолитов (на примере гранитов кодарского комплекса Забайкалья) / Проблемы геокосмоса. Материалы 12-й международной школы-конференции. СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 52–57.

3. *Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В.* Феномен аномально быстрого накопления отложений удоканской серии и формирования уникального Удоканского медного месторождения (Алданский щит, Сибирский кратон) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 664–671.

4. *Зверев А.Р., Водовозов В.Ю.* Палеомагнетизм раннепротерозойских базитовых комплексов Олекминского блока юга Сибирского кратона / Проблемы геокосмоса. Материалы 12-й международной школы-конференции. СПб.: Изд-во ВВМ, 2018. С. 96–100.

5. *Ковач В.П., Адамская Е.В., Котов А.Б. и др.* Возраст и источники пород кодарской серии удоканского комплекса (Алданский щит): результаты геохимических, U-Th-Pb (LA-ICP-MS) геохронологических и Nd-Hf изотопных исследований // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32. № 5. С. 3–26.

6. *Ковач В.П., Котов А.Б., Гладкочуб Д.П. и др.* Возраст и источники метапесчаников чинейской подсерии (Удоканская серия, Алданский щит): результаты U–Th–Pb геохронологического (LA-ICP-MS) и Nd изотопного изучения // Докл. РАН. Науки о Земле. 2018. Т. 482. № 2. С. 1138–1141.

7. *Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др.* Граниты рапакиви кодарского комплекса (Алданский щит): возраст, источники и тектоническое положение // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 339–364.

8. *Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др.* Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2009. Т. 424. № 4. С. 517–521.

9. *Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Научн. ред. С.И. Митюхин. М.: Научный мир, 2006. 212 с.

10. *Япаскурт О.В.* Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: процессы и факторы. М.: ИНФРА-М, 2018. 259 с.

11. *Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al.* Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. V. 319. P. 167–198.

12. *Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu. et al.* Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 58–77.

13. *Enkin R.J.* The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212. P. 151–166.

14. *Lowrie W.* Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophysical Research Letters. 1990. V. 17. № 2. P. 159–162.

15. *McFadden P.L., McElhinny M.* Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.

А.С. Волосов[1], М.Д. Царева[1], С.В. Хромых[1], П.Д. Котлер[1]

Геологическая позиция, возраст и состав многофазного массива Батпак, Восточный Казахстан

Батпакский массив расположен в Чингиз-Тарабагатайской структурно-формационной зоне Восточного Казахстана. Эта территория входит в состав западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и является частью Казахстанского составного континента, который был сформирован в раннем палеозое в ходе амальгамации блоков различной природы.

[1] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

С начала девона Чингиз-Тарабагатайская структурно формационная зона представляла собой окраинно-континентальную структуру Казахстанского континента, которая взаимодействовала с литосферой Обь-Зайсанского палеоокеана в среднем–позднем палеозое [1, 2].

Батпакский массив содержит множество интрузивных тел различного состава, а также прорван большим количеством даек различного состава. Существует несколько точек зрения по поводу геологической позиции данного массива: часть ученых считает, что Батпак относится к сложным многофазовым интрузиям единого комплекса, другие склоняются к мнению о наличии в Батпакском массиве 2-3 разновозрастных интрузивных комплексов, при этом самый ранний является многофазным. Первый комплекс считался раннепермским, а второй определялся в интервале поздняя пермь – ранний триас [3].

Батпакский массив представлен широким спектром пород: встречаются габбро и монцогаббро, монцодиориты и монцониты, а также граносиениты, умеренно щелочные граниты и лейкограниты. Большинство пород массива относятся к высоко калиевой известково-щелочной серии. Нами был получен возраст массива U-Pb методом по циркону из монцонита, он составил 326±2 млн лет.

В структуре массива выделяются две интрузии, сложенные кварцевыми сиенитами. Интрузия Кунур-Сандыктас, имеющая в плане форму эллипса площадью 55 км^2, располагается в западной части массива Батпак. Интрузия Акшатау занимает площадь около 5 км^2 и располагается на восточной окраине массива. В интрузии Акшатау также встречаются биотит-кварцевые и пироксен-амфибол-кварцевые сиениты. Породы относятся к шошонитовой серии. В ходе исследования интрузий был получен возраст U-Pb методом по циркону: для Кунур-Сандыктаса полученный возраст составил 323±1 млн лет (кварцевый сиенит), для Акшатау – 315±2 млн лет (кварцевый сиенит).

Массив Батпак, а также интрузия Кунур-Сандыктас прорваны множеством даек, простирание которых плавно меняется от юго-западного (на западе массива) до субширотного (ближе к Чингизскому разлому) простирания. Дайки по составу представлены микрогаббро, спессартитами, кварцевыми микродиоритами, микромонцонитами, умеренно щелочными микролейкогранитами и их порфировыми аналогами. Большинство даек относятся к известково-щелочной и высоко калиевой известково-щелочным сериям. U-Pb методом по циркону было продатировано 2 дайки лейкогранит-порфиров. В монофракции цирконов первой дайки обнаружено две группы цирконов различной морфологии: первая группа больших размеров похожа на цирконы из вмещающих гранитов Батпакского массива, полученный возраст составил 335±3 млн лет. Вторая группа цирконов, которая была принята за магматические цирконы непосредственно

дайки, показала возраст 322±2 млн лет. Во второй продатированной дайке кислого состава также было встречено 2 группы цирконов: первая группа показала возраст 330±4 млн лет (возраст вмещающих гранитов Батпакского массива), вторая группа цирконов, принятая за дайковые цирконы, показала возраст в 313±2 млн лет.

Полученные данные по возрасту позволяют предполагать формирование массива Батпак и сопряженных с ним интрузий сиенитов, а также даек в относительно небольшом диапазоне 332–315 млн лет (C_{1-2}), а не как считалось ранее (P_1–T_1). Исходя из геологических взаимоотношений можно предположить следующую последовательность формирования массива Батпак: 1) формирование многофазного массива Батпак 330 млн лет; 2) формирование интрузии кварцевых сиенитов Кунур-Сандыктас 324 млн лет; 3) внедрение даек различного состава 320–315 млн лет; 4) формирование интрузии кварцевых сиенитов Акшатау 313 млн лет.

Геохимические характеристики пород массива Батпак демонстрируют надсубдукционные метки. На данный момент точный возраст закрытия Джунгаро-Балхашского океана не установлен, но определено, что переход от субдукционного режима к коллизионному произошёл в интервале 320–300 млн лет. Это позволяет связать формирование интрузии массива Батпак с завершающими этапами погружения Джунгаро-Балхашского океана под активную окраину Казахстанского палеоконтинента.

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 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. *Самыгин С.Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974, 208 с.

А.В. Ганелин[1], член-корреспондент РАН С.Д. Соколов[1]

Полихронные генерации циркона и состав пород из серпентинитовых меланжей Полярнинского поднятия Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии)

Южно-Анюйская сутурная зона (ЮАС) образовалась в результате закрытия в раннем мелу океанического бассейна, разделявшего Северо-Азиатский и Северо-Американский континенты [6, 8]. Внутренняя структура ЮАС характеризуется наличием крупных покровов северной вергентности [3, 8]. В центральной части ЮАС в составе аллохтонных комплексов Полярнинского поднятия присутствуют офиолиты, которые были описаны в 1973 году в качестве пояса альпинотипных ультрабазитов, протягивающегося с востока на запад от верховьев реки Уямканда до верховьев р. Глубокая [7]. Офиолиты образуют небольшие фрагменты покрова площадью от 2 до 6 км^2. Они представляют собой серпентинитовые меланжи, где в мелкощебенчатый, местами мелкоглыбовый серпентинитовый матрикс включены блоки разнообразных плутонических пород и базальтов.

С целью определения возраста методом (U-Th-Pb SIMS) из проб подушечного базальта, двух габброидов и плагиогранита были выделены цирконы. Подушечные базальты по различным параметрам вещественного состава соответствуют толеитам типа N-MORB и попадают в соответствующее поле на всех известных дискриминантных диаграммах. Габброиды являются низкотитанистыми (TiO_2 = 0.2–0.6 мас.%), умеренно глиноземистыми (11.47–15.15 мас.%) и высокомагнезиальными (MgO = 10.53–14.13 мас.%). По характеру распределения РЗЭ (La+Sm+Yb = 5.41–16.73; La/Sm = 0.58–0.65; La/Yb = 0.55–0.67) они занимают промежуточное положение между обедненными габбро надсубдукционных офиолитов и обогащенными океаническими габбро. Образец плагиогранита характеризуется низкими содержаниями калия (K_2O = 0.35 мас.%), высокими глинозема (Al_2O_3 = 18.05 мас.%) и очень низкими концентрациями рассеянных элементов, что характерно для островодужных гранитоидов.

Из изученных пород были выделены цирконы, которые разбились на две группы. Первая группа представлена цирконами с конкордантными возрастами (синмагматическими). Вторая группа представлена захваченными (ксеногенными) полихронными зернами циркона.

Среди полученных конкордантных значений возрастов из исследованных образцов наиболее древний определен в цирконе из плагиогранита

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

(269 млн лет) – поздняя пермь. Это значение хорошо согласуется с полученной ранее датировкой куммулятивных надсубдукционных габбро (280.3±2.5 млн лет) из офиолитов Алучинского массива [1].

Возраст циркона из образца океанического базальта типа N-MORB составляет 234±2 млн лет, что соответствует позднему триасу. Полученный возраст, также, как и особенности вещественного состава, хорошо согласуются с имеющимися данными о том, что мезозойская конвергентная граница между Южно-Анюйским океаном и Сибирью включала в себя систему окраинных бассейнов [1, 5, 8]. Среди них поздним триасом датируются дайковые комплексы Атамановского массива (220–228 млн лет) [1], которые были сформированы в развитом задуговом бассейне. На восточной Чукотке обстановки задугового бассейна были диагностированы для вулканитов из офиолитового комплекса г. Луковой (цирконы U-Pb, 206 млн лет) и для мезозойских офиолитов г. Матачингай [5].

Датировки циркона из двух образцов габбро составили 151 и 141 млн лет, что соответствуют титону–берриассу. Близкие датировки имеются для габброидов расположенного рядом Уямкандинского массива (неопубликованные данные), геодинамическая природа которого остается дискуссионной. Кроме того, эти значения свидетельствуют о том, что формирование океанической коры продолжалось в позднеюрско-раннемеловое время. Этот вывод находится в противоречии с существующими представлениям о том, что магматическая активность в Южно-Анюйском океане завершилась в поздней юре [8]. Для решения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

Помимо популяций циркона, для которых были определены конкордантные значения соответствующие возрасту формирования пород, большой интерес представляют результаты измерений магматических цирконов имеющих ксеногенную природу и характеризующихся более древними возрастами по сравнению с конкордантными. Такие цирконы были выделены из всех образцов кроме плагиогранита. Наиболее древние цирконы протерозойского возраста (1214–2716 млн лет) присутствуют в образцах базальта и габбро. Наличие разновозрастных древних генераций цирконов в породах океанического дна было описано и детально исследовано для пород Атлантики [4, 9]. В этих же работах приведены рассуждения о возможных источниках для наиболее древних (более 1000 млн лет) цирконов. Они, вероятно, связаны с дезинтеграцией древней континентальной литосферы, фрагменты которой могли попадать в астеносферу или сохранились в виде неспрединговых (non-spreding) блоков. Очевидно, аналогичным процессом объясняется присутствие протерозойских цирконов в описываемых образцах.

Любопытным представляется факт, что в обоих образцах габбро присутствует циркон с возрастом 923 и 930 млн лет близким ко времени фор-

мирования Родинии. В образце базальта присутствует популяция из пяти цирконов возраст, которых определен в промежутке 747–687 млн лет, а в каждом из габброидов есть зерна с возрастом 538 и 702 млн лет, что соответствует эпохе распада Родинии. Магматические цирконы *in situ* с такими значениями (581–610 млн лет) были недавно описаны в габбро Калгынского офиолитового массива коллизионного пояса Черского [2].

В образце базальта присутствует циркон среднеордовикского возраста (468 млн лет), а в образце габбро циркон со значением 304 млн лет, соответствующим позднему карбону. Источниками ксенногенных цирконов с различными палеозойскими возрастами, вероятно, являются деламинированные слэбы предшествующих субдукций, возникавших в процессе эволюции Прото-Арктического океанического бассейна.

Таким образом, в изученных породах из серпентинитовых меланжей Полярнинского поднятия присутствуют полихронные генерации цирконов отражающие различные этапы тектонической эволюции Прото-Арктического океана от самой ранней стадии его развития.

Источник финансирования. Работы выполнены за счет гранта РНФ 25-17-00036.

Литература

1. *Ганелин А.В.* Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования). М.: ГЕОС, 2017. 178 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 613).

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): результаты U-Th-Pb (SIMS) – геохронологических исследований // Докл. РАН, Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 20–25.

3. *Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. Автореф. дис. … докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004.

4. *Бортников Н.С., Силантьев С.А., Беа.Ф., Монтеро П., Зингер Т.Ф., Сколотнев С.Г., Шарков Е.В.* Разновозрастные цирконы и их изотопный состав (Hf, O) в породах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: свидетельства неоднократного плавления гетерогенной мантии и эпизодической аккреции океанической коры в зоне спрединга // Петрология. 2022. Т. 30. № 1. С. 3–30.

5. *Леднева Г.В., Базылев Б.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Ишиватари А., Кузьмин Д.В., Беляцкий Б.В.* Офиолитовый комплекс р. Матачингай на Восточной Чукотке: фрагмент литосферы мезозойского задугового бассейна // Геотектоника. 2018. № 4. С. 54–76.

6. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

7. *Пинус Г.В., Стерлигова В.Е.* Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика. 1973. № 2. С. 109–111.

8. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В.* Тектоническая позиция Южно-Анюйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.

9. *Сколотнев С.Г., Бельтенев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С.* Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические следствия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.

Б.В. Георгиевский[1], К.А. Ситар[2]

Тектоническая позиция действующих геотермальных месторождений мира

Введение

За последние двадцать лет мировое потребление геотермальной энергии, включая как генерацию электричества, так и прямое использование тепла, увеличилось более, чем вдвое. Потребление геотермальных мощностей увеличивается на 3–5% в год [2, 3, 5]. Цель данной работы заключается в систематизации данных по расположению геотермальных месторождений, разрабатываемых для выработки энергии, а также геолого-тектоническим обстановкам расположения действующих геотермальных месторождений

Анализ тектонической позиции действующих геотермальных месторождений

На рис. 1 приведена схема расположения геотермальных месторождений мира, используемых для выработки энергии, с указанием диапазонов установленных на месторождениях мощностей. В качестве основы, иллю-

[1] ООО «ЗН-НТЦ», Москва, Россия

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

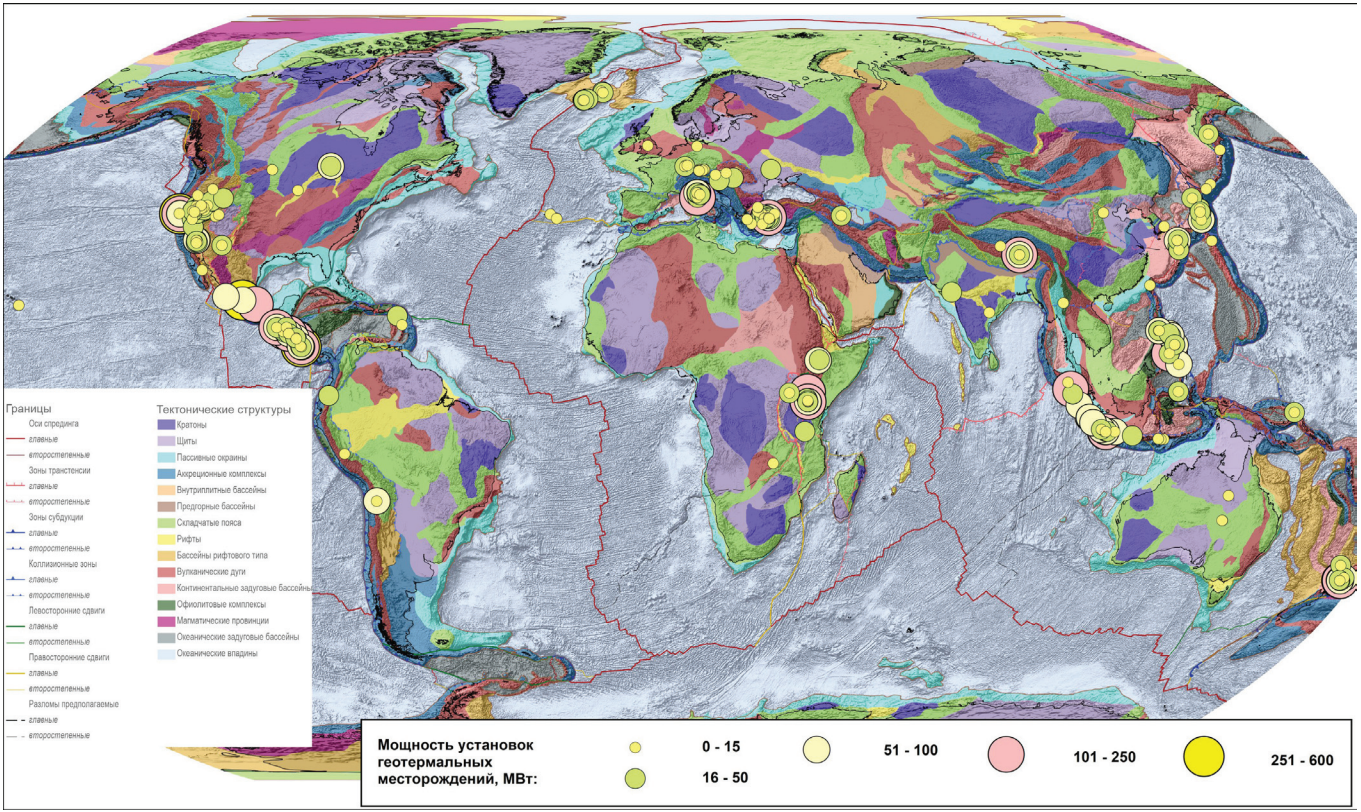


Рис. 1. Схема расположения геотермальных месторождений мира, с указанием вырабатываемой мощности (по данным [3–5]). Основой является карта тектонических структур, построенная на основе компиляции региональных и глобальных геологических и тектонических данных в 2022 г. Д. Хастероком и др. [3, с изменениями]

стрирующей размещение действующих геотермальных месторождений, принята карта Д. Хастерока и др. [3], построенная на основе компиляции геологических и тектонических данных, с учетом моделей последних десятилетий, наиболее часто используемых в глобальных геодинамических построениях геологических моделей Мэтьюза, Мердита, Берда и других. В частности, используемая в качестве основы модель согласует данные современных движений, сейсмичность, данные томографии, гравитационные и магнитные аномалии, накопленные данные геологических и тектонических съемок, геохронологию отдельных комплексов и датировку складчатостей; таким образом, данная глобальная тектоническая карта может быть использована как одна из наиболее представительных на сегодняшний день тектонических карт мира (рис. 1).

Тектонические обстановки размещения геотермальных месторождений

Как показано на рис. 1 и 2, наиболее значимые по суммарной величине вырабатываемой мощности месторождения приурочены к нескольким типам тектонических обстановок [2]. Примером месторождений в пределах аккреционных *комплексов* является месторождение Гейзеры (The Geysers) в Калифорнии. Месторождение расположено в аккреционном комплексе Францискан (Franciscan Complex). Это классический пример аккреционной призмы, образовавшейся в результате субдукции океанической плиты Фараллон под Северо-Американскую плиту. Проницаемость обеспечивается вторичной трещиноватостью – сетью разломов, тектонических трещин и зон дробления, которые образовались во время и после аккреции. Классическим примером размещения геотермальных месторождений *в рифтовых бассейнах* является провинция Бассейнов и Хребтов (Basin and Range Province), область активного рифтогенеза. Растяжение земной коры приводит к её истончению и подъёму разогретого материала астеносферы, что обуславливает высокий региональный тепловой поток. Разломы являются основными каналами для циркуляции геотермальных флюидов. Грабены заполнены мощными (до нескольких километров) толщами осадочных пород. Под этими осадками залегают кристаллические или метаморфические породы фундамента, также осложнённые разломами. Особую значимость по вкладу в суммарную величину вырабатываемой мощности, занимают месторождения в пределах *вулканических дуг* (рис. 1, 2). Геотермальные системы вулканических дуг – это самые горячие и энергонасыщенные объекты для геотермальной энергетики. Их формирование напрямую зависит от активного магматизма. Главное преимущество – колоссальная тепловая мощность, а технологические сложности связаны с часто агрессивной

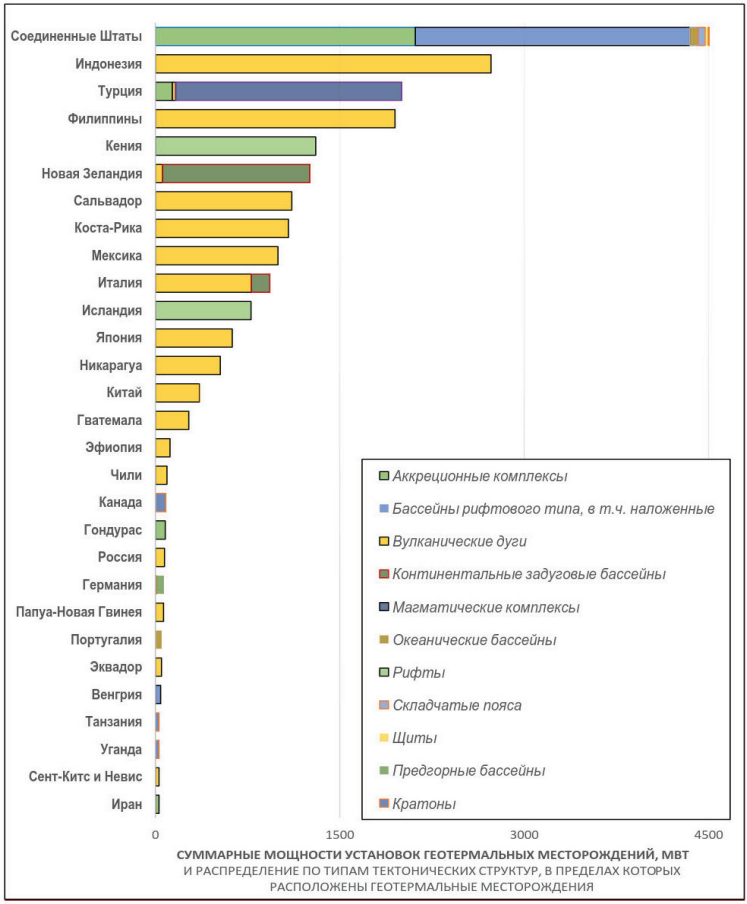


Рис. 2. Распределение геотермальных месторождений мира по странам и тектоническим обстановкам их размещения, с указанием величины вырабатываемой мощности на месторождениях [1, 4, 5 и др.]. Тектоническая позиция месторождений определена в соответствии с тектонической картой Хастерока и др., 2022 г. [3, с изменениями]

химией флюидов, потенциальной сейсмическая и вулканическая опасность.

В настоящее время важность разведки и разработки новых геотермальных месторождений неуклонно растет в различных регионах мира, и понимание особенностей строения и расположения геотермальных месторождений является важнейшим фактором для успешного развития геотермальной энергетики.

Литература

1. *Бадавов Г.Б.* Геотермальная энергетика: всемирный обзор. С.О.К., 2020 (2021). № 12. С. 66–74.

2. *Георгиевский Б.В., Симаков Я.О., Хамитов А.Т., Ахметгараева А.А., Хмарин Э.К.* Геологические предпосылки формирования и закономерности расположения геотермальных месторождений // Сборник трудов «BalticPetroModel-2025. Петрофизическое моделирование осадочных пород». Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2025. С. 96–101.

3. *Hasterok D., Halpin J., Collins A.S., Hand M., Kreemer C., Gard M., Glorie S.* New maps of global geological provinces and tectonic plates // Earth-Science Reviews. 2022. V. 231. 35 p.

4. *Huttrer G.W.* Geothermal Power Generation in the World 2015-2020 Update Report. Proceedings World Geothermal Congress 2020. Reykjavik. Iceland. 39 p.

5. Geothermal Energy Database. 2025. www.https://worldgeothermal.org

Р.Э. Гирин[1], Я.Г. Грибик[1]

Геодинамические условия формирования Припятского прогиба и его нефтегазоносность

В Припятском прогибе установлено 96 нефтяных месторождений, сосредоточенных в 370 залежах. Нефтяные залежи приурочены в основном к позднедевонским подсолевым (преимущественно карбонатным) и межсолевым отложениям. Отличительной особенностью нефтеносности Припятского прогиба является приуроченность большинства его нефтяных месторождений к Северному структурному району. В Центральном структурном районе установлено всего десять месторождений, а в Южном – одно месторождение нефти и четыре нефтепроявления. Большое количество обнаруженных месторождений нефти на территории Северного структурного района Припятского прогиба и высокое качество нефти тесно коррелируют с повышенными геотермическими условиями, тогда как Южный и Центральный структурные районы характеризуются сравнительно пониженным тепловым потоком и более низким качеством нефти. В течение более чем шестидесятилетнего периода изучения и промышленного освоения углеводородов в Припятском прогибе такое рас-

[1] Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

пределение нефтеносности объяснялось условиями преобразования органического вещества и его типом [1]. В настоящей работе обосновывается представление о тесной взаимосвязи теплового потока, распределения нефтяных месторождений и качества нефти Припятского палеорифта на основе геодинамической модели его формирования [2, 3].

В платформенном чехле Припятского прогиба температуры существенно различаются. Например, на глубине 3000 м в его Южном структурном районе она составляет 49 ºС, в Центральном – 57 ºС, а в Северном структурном районе температура закономерно увеличивается от значений 64 ºС на площади его западного участка, до 70 ºС на территории центрального участка и достигает максимальной величины 75 ºС на площади его восточного участка. Промышленные залежи нефти находятся в ареалах повышенного теплового потока со значениями более 55 мВт/м^2, большинство из них в ареале 60–75 мВт/м^2. Нефть Южного и Центрального структурных районов характеризуется как низким геотермическим градиентом продуктивных пластов (1.18–1.23 ºС/100 м), так и своим низким качеством: повышенной плотностью 0.90–0.93 г/см^3, смолистостью (до 41%), повышенной сернистостью (более 1%) и невысокой газонасыщенностью (не более 15–20 м^3/м^3). На территории Северного структурного района, наоборот, зафиксированы повышенные геотермические градиенты от 1.72 ºС/100 м на Вишанском месторождении до 2.41 ºС/100 м на Красносельском месторождении. В таком же направлении улучшается и качество нефти: плотность 0.84–0.81, достигая 0.71 г/см^3, газонасыщенность конденсата до 2000 м^3/м^3.

Для объяснения установленных особенностей нефтегазоносности была разработана геодинамическая модель формирования Припятского палеорифта. Использовались данные глубинных сейсмических зондирований корреляционным методом преломленных волн (ГСЗ КМПВ) вдоль международного профиля EUROBRIDGE-97 [4] и данные глубинных сейсмических зондирований методом отраженных волн, методом общей глубинной точки (ГСЗ МОГТ) вдоль профиля VIII [5]. Выяснилось, что «корни» Коростенского плутона Украинского щита, в частности его нижняя, кислая кора, подстилает всю площадь Южного структурного района Припятского прогиба и оказывала сильное сопротивление в процессе девонского рифтогенного растяжения земной коры, тогда как основная и ультраосновная (реологически пластичная) додевонская нижняя кора Центрального и Северного структурных районах [6], благоприятствовала образованию деформационной шейки растяжения длиной 90 км и системы листрических сбросов в хрупкой коре над ней. Выявленная картина глубинного строения коры и листрических сбросов Припятского прогиба хорошо согласуется с моделью рифтообразования B. Wernicke, которая включает в себя формирование сквозьлитосферного детачмента

(главного тектонического сброса) рифта [7]. Пологая зона детачмента хорошо видна на обобщенной сейсмической модели литосферы Припятского рифта в виде суперрегионального Северо-Припятского разлома, который выполаживается на кровле нижней коры и плавно переходит в пологонаклоненный рефлектор в верхней мантии. Плоскости падения коровых субширотных листрических разломов этого района: Северо-Припятского, Речицко-Вишанского и Червонослободско-Малодушинского имеют такое же согласное юг-юго-западное падение, как и верхнемантийная часть детачмента. В нижней, более пластичной части литосферы, наиболее интенсивные потоки флюидов связаны с зонами высоких напряжений. Флюиды на этих глубинах представлены газами высокой плотности и эти газы мигрируют по зонам высоких напряжений на субмолекулярном уровне по рассланцованным породам. По массоемкости этот процесс **на несколько порядков** превышает объемный перенос флюидов по обычным зонам трещиноватости и пористости в верхней части земной коры [8]. Детачмент Припятского прогиба, вероятно, представлял и в какой–то степени и сейчас представляет собой систему субширотных каналов интенсивной миграции углеводородсодержащих флюидов и тепла в верхние этажи земной коры. Вместе с тем, максимальный тепловой поток на территории восточного участка Северного структурного района можно объяснить последствиями магматизма, проявившегося в процессе развития Припятско-Днепровского седиментационного палеопролива с самым глубоким залеганием поверхности фундамента (около 3–4 км) в зоне сочленения двух бассейнов [3]. Установление данного палеопролива существенно уменьшает площадь распространения Брагинско-Лоевской седловины. Значительное по объему проявление магматизма именно в северо-восточной части Припятского прогиба связано, на наш взгляд, с активными плюм-тектоническими процессами, инициированными расположенной здесь, под Припятско-Днепровским палеопроливом, головной частью нижнекоровой Западно-Днепровской рифтовой «подушки» Днепровского грабена. Эта тектоническая структура была выявлена вдоль международного профиля ГСЗ-КМПВ GEORIFT-2013 на территории Днепровского прогиба [9]. Название Западно-Днепровской рифтовой «подушки» было обосновано в работе [10]. Выявлено 4 этапа припятского магматизма, из которых третий и четвертый характеризуются значительными мощностью и площадью распространения эффузивных отложений: 2500 и 2000 км^2 [11]. Только сравнительно небольшая часть магмы была вынесена изверженными породами в осадочную толщу Днепровского прогиба, тогда как ее большая оставшаяся часть внедрялась в консолидированную кору в виде силлов, даек и мощных интрузий основных пород [12]. Аналогичная картина, по нашему мнению, должна наблюдаться и для магматизма в северо-восточной части Припятского прогиба, объясняя

максимальный тепловой поток здесь кондуктивным выделением тепла вследствие остывания эффузивных пород чехла и интрузивных пород консолидированной коры.

Сторонники современной органической теории происхождения нефти согласны: «что практически все выявленные в Припятском палеорифтовом бассейне залежи нефти тяготеют к зонам разломов» [14, с. 120]. С нашей точки зрения, поток углеводородсодержащих флюидов через зону детачмента Припятского рифта, вероятно, благоприятствовал концентрации углеводородов главным образом в полосах трех вышеперечисленных листрических разломов Северного структурного района как в фундаменте, так и в чехле. Подтверждением этому является установление промышленного притока нефти в скв. 285 Речицкой площади Припятского прогиба из нефтяной залежи в амфиболитах архейско-нижнепротерозойского фундамента [15], а также другие нефтепроявления в породах фундамента Припятского прогиба.

Литература

1. *Познякевич З.Л.* Геохимия органического вещества пород и нефтей // Геология и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларуская навука. 1997. С. 310–389.

2. *Гирин Р.Э., Гарецкий Р.Г., Грибик Я.Г.* Характер нефтегазоносности Припятского палеорифтового бассейна в свете геодинамических особенностей его формирования // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2024. Материалы LV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2024. Т. 1. С. 102–106. https: //doi.org/10.1016/S0040 – 1951 (03)00200-2.

3. *Гирин Р.Э., Гарецкий Р.Г., Грибик Я.Г.* Тектоника и геодинамика зоны сочлнения Припятского и Днепровского прогибов // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 117–121. DOI 10.34756 / GEOS.2025.17.39149.

4. *Thybo H. et al.* Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukranian Shield along the EUROBRIDGE 97 profile // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 41–79.

5. *Juhlin C. et al.* Reappraisial of deep seismic reflection Profile VIII across the Pripyat Trough // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 99–108.

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

7. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Can. J. Earth. Sci. 1985. V. 22. N. 1. P. 108–125.

8. *Летников Ф.А*. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1296–1307.

9. *Starostenko V. et al.* Lithosferic structure along wide-angleseismic profile GEORIFT-2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine) // Geophysical Journal International. 2018. P. 1–31. DOI: 10.1093/gji/ggx509.

10. *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.

11. *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.

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

13. *Айзберг Р.Е., Старчик Т.А.* Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба. Минск: Беларус. Навука, 2013. 146 с.

14. *Грибик Я.Г. и др.* Промышленный приток нефти из пород кристаллического фундамента Припятского прогиба // Літасфера. 2022. № 2 (57). С. 131–137.

Б.Г. Голионко[1]

Структурная эволюция и этапы формирования структур восточной части Башкирского антиклинория (Южный Урал)

Главными элементами западного фланга юга Уральского складчато-надвигового пояса являются: Предуральский краевой прогиб и Западноуральская мегазона, включающая в себя Башкирский антиклинорий, Зилаирский синклинорий, антиформу Уралтау и Сакмарский и Кракинский аллохтоны [5]. С востока эти структуры ограничены Главным Уральским разломом (ГУР).

Башкирский антиклинорий ограничен с запада Предуральским краевым прогибом, с востока – образованиями Зилаирского синклинория, Кракинскими аллохтонами и образованиями зоны Уралтау. Ядро антиклинория в пределах Тараташского выступа сложено раннедокембрийскими метафор-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

фитами и гранитоидами, и стратиграфически налегающей на них мощной толщей терригенно-карбонатных отложений рифея. Крылья структуры образованы вендскими и палеозойскими отложениями. Строение антиклинория различается в западной и восточной части структуры [5]. На западе антиклинория палеозойские отложения согласно залегают на позднедокембрийских породах [4]. Восточная часть Башкирского антиклинория, отделенная от западной Зюраткульским разломом, сложена рифейскими и вендскими шельфовыми отложениями, метаморфизованными вплоть до эклогитовой (белорецкий метаморфический комплекс) фации [5]. Эти комплексы перекрыты с угловым несогласием палеозойскими отложениями в возрастном интервале от среднего ордовика [3, 6] до позднего девона. В отличие от западной части структуры, на востоке отложения рифея и венда смяты в складки в пред-средне- позднеордовикское время [5].

Результаты структурных и геохронологических исследований, проведенных в белорецком комплексе, слагающем центральный сектор восточной части антиклинория [7], свидетельствуют о проявлении в неопротерозойской (тиманской) истории комплекса трех этапов деформации: образование складок южной вергентности, левосторонние сдвиговые смещения и образование складок восточной вергентности. Эти же материалы, по мнению данных исследователей, позволяют выделить Белорецкий блок как одноименный метаморфический террейн, чужеродный в строении Башкирского антиклинория. Данные выводы подверглись критике в работе [5], на основании более поздних данных о возрасте гранитоидов восточной части антиклинория.

Нами в течение многих лет проводились детальные структурные исследования по всей площади восточной части Башкирского антиклинория от района Кривой Луки на р. Белая на юге до окрестностей г. Златоуста на севере, позволившие распространить данные о структурной эволюции восточной части антиклинория на большую часть его территории.

Наиболее ранний этап деформации D1 выразился в образовании субширотных складок F_1 с преобладающей южной, юг-юго-восточной и юг-юго-западной вергентностью. Горизонтальный размах этих структур от 0.3 до 2 м. Складки сжатые, вплоть до изоклинальных. Шарниры складок погружаются по падению слоистости–сланцеватости от 0 до 40 в восточном, восток-юго-восточном, западном и запад-северо-западном направлении. Линейность в складках первой генерации ориентирована перпендикулярно шарнирам.

С этими складками тесно связаны и, по-видимому, относятся к той же генерации правосдвиговые складки с шарнирами, круто (60–75°) погружающимися в северо-западном направлении. Наблюдаются как открытые, так и сжатые сдвиговые складки первой генерации. Размах крыльев сдвиговых складок не превышает 1.5 м.

Складки первой генерации располагаются на крыльях и часто деформируются при образовании складок следующей генерации F_2, маркирующими следующий этап деформации D2. Часто складки первой генерации испытывают полную переориентировку и распознаются лишь по деформации осевых плоскостей. Складки второй генерации определяют структуру восточной части Башкирского антиклинория. Это асимметричные зигзагообразные складчатые структуры, преимущественно юго-восточной вергентности. Лишь на одном участке на окраине г. Белорецк наряду со складками юго-восточной вергентности наблюдаются складки восточной вергентности, что указывает на проявление более поздних деформаций. Складки варьируют от открытых до изоклинальных форм. Горизонтальный размер структур меняется от 0.1 до 20 метров. Резко преобладают опрокинутые формы, наклонные складки встречаются реже. Со складками часто ассоциируют соскладчатые взбросы и надвиги. На крутопадающих и опрокинутых юго-восточных крыльях складок часто наблюдаются более мелкие дополнительные складки противоположной западной вергентности.

Складки следующей, третьей генерации F_3, как правило, приурочены к зонам взбросов и надвигов западной вергентности, нарушающих крылья складок второй генерации. Складки этой генерации, маркирующие следующий этап деформации D3 распространены локально, как правило, в тех же районах, где встречены складки, нарушающие палеозойские отложения, слагающие восточное крыло Башкирского антиклинория [1]. Среди складок F_3 преобладают открытые, наклонные формы, опрокинутые структуры встречаются редко. Горизонтальный размах складчатых структур – от 0.05 до 0.5 метров. Отметим, что ориентировки основных плоскостных и линейных элементов складок F_3 близки к ориентировкам складок западной вергентности в пределах западной части Башкирского антиклинория антиформы Уралтау, зоны ГУР и Магнитогорской мегазоны [2].

Наиболее поздними среди исследованных структур являются сдвиговые, преимущественно левосторонние складки F_4 с шарнирами круто (60–90°), погружающиеся в субмеридиональном направлении. Эти структуры относятся к позднейшему в данном регионе этапу деформации D4.

Кратко обобщим все вышесказанное. Первый этап деформации, связанный с формированием складок южной вергентности с субширотным простиранием осей и правосторонних сдвиговых складок маркирует этап перемещения восточной части Башкирского антиклинория с севера на юг. Масштабы перемещения не ясны, однако представляется, что они происходили в пределах позднедокембрийской окраины палеоконтинента Балтика в ходе тиманской орогениии. Второй этап деформации связан с образованием складок юго-восточной вергентности. Сочетание общего северо-западного простирания комплексов слагающих восточную часть

Башкирского антиклинория и юго-восточной вергентности складок предполагает переход от сдвиговых деформаций первого этапа к обстановке поперечного сжатия на втором, определявшим судя по всему тектонический режим в конце тиманской эпохи тектогенеза. В западной части Башкирского антиклинория подобная последовательность деформаций не известна.

Третий этап деформации, судя по сходству ориентировок складок как в обеих частях антиклинория, так и в палеозойских комплексах Южного Урала, связан с позднепалеозойской межконтинентальной коллизией, завершившей геодинамическую эволюцию Уральского палеоокеана.

Поздние левосторонние сдвиговые складки известны во всех структурно-формационных зонах Южного Урала и отражают последний постколлизионный этап деформаций, завершивший главный этап формирования структуры Уральской складчатой области.

Литература

1. *Голионко Б.Г., Артемова О.А.* Позднедокембрийские и палеозойские деформации восточной части Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол.. 2016. Т. 91. № 6. С. 3–15.

2. *Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Пржиялговский Е.С., Артемова О.А*. Этапы деформаций и формирование средне-позднепалеозойских коллизионных структур палеоконтинентального сектора Южного Урала // Геотектоника. 2025. № 5. С. 23–55. DOI: 10.1134/S0016852125700281

3. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В*. Особенности состава и строения терригенных отложений ордовика в разрезах юго-востока Русской платформы и Южного Урала // Геологический сборник. 2014. № 11. С. 97–117.

4. *Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е., Пыжова Е.С., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Романюк Т.В*. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // Докл. РАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560–565.

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

6. *Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н*. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2002. 160 с.

7. *Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Puchkov V., Stroink L., Allekseev A., Willner A.P*. The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia– a terrane with polyphase Meso- to Neoproterosoic thermo-dynamic evolution // Precambrian Research. 2001. 110. P. 185–213.

Н.А. Гордеев[1]

Краткая выдержка методологии аэротектонофизики

Стремительное развитие беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) в последние годы сделало их ключевым инструментом как в фундаментальной геологии, так и в промышленном секторе [1, 5, 7, 9]. Повышение производительности портативного оборудования в сочетании с простотой управления дронами позволили достичь беспрецедентного уровня масштабности и точности при решении таких задач, как создание моделей рельефа, картирование месторождений полезных ископаемых и обеспечение безопасности работ.

Подготовка к аэрофотосъемке с использованием беспилотного летательного аппарата (БПЛА) — это многоэтапный процесс, требующий тщательного планирования и соблюдения правил безопасности. Он включает в себя несколько ключевых стадий.

I. Планирование и подготовка к выезду

Определение целей и задач: Четко сформулируйте, что именно вы хотите получить в результате съемки. Анализ полетной зоны заключается в оценке рельефа местности, наличии препятствий и потенциальных зон отчуждения.

Необходимо проверить правовой статус выбранной зоны. Разрешено ли законодательством вашей страны или региона использование воздушного пространства. Во многих местах требуется получение разрешений от органов местной власти.

Подобрать оборудование под конкретные цели и задачи с соответствующими задачам техническим оснащением. Если вы используете беспилотный летательный аппарат. Выберите дрон, подходящий под ваши задачи.

Полезная нагрузка: Подготовьте необходимые камеры, объективы, дополнительные датчики. Убедитесь в наличии достаточного количества заряженных аккумуляторов, запасных пропеллеров, карт памяти, кабелей. Разработайте полётное задание, постройте карты для собственного ориентирования в местности и работе и электронную карту для дрона. Для этого используйте специализированное программное обеспечение для автоматического планирования маршрута.

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

Под Ваши задачи необходимо установить параметры съемки: высоту полета, степень перекрытия кадров, скорость полета, угол наклона камеры. Убедитесь, что маршрут охватывает всю целевую область с необходимым запасом по краям.

II. Прогноз погоды и условия окружающей среды

Аэрофотосъемка требует хороших погодных условий. В идеальном сценарии – это минимальный ветер. Отсутствие осадков. Хорошая видимость, отсутствие густого тумана. Равномерное освещение. Планируйте полет так, чтобы солнце находилось под оптимальным углом, избегая слишком низкого положения солнца или прямого попадания в объектив.

III. Подготовка на месте проведения работ

Необходимо провести подготовку площадки взлета/посадки. Выберите ровное, открытое место, свободное от высокой травы, пыли и посторонних людей. Убедитесь, что вблизи нет сильных источников электромагнитного излучения. Соберите дрон, убедитесь, что все компоненты надежно закреплены. Проверьте уровень заряда всех аккумуляторов. Установите чистую и отформатированную карту памяти в камеру. Убедитесь, что пропеллеры установлены правильно и не имеют повреждений.

При запуске дрона в новом регионе выполните калибровку компаса. Дождитесь захвата достаточного количества спутников GPS/ГЛОНАСС для стабильного позиционирования.

IV. Запуск и выполнение полета

Перед каждым полетом всегда проводите проверку настроек камеры, убедитесь, что настройки камеры соответствуют условиям освещения и задачам съемки. Для картографирования часто используют автоматический режим или приоритет выдержки. Для условий яркого освещения также возможно применение съемных фильтров.

Запустите двигатели и выполните плавный взлет. Во время полета постоянно контролируйте параметры полета: высоту, скорость, уровень заряда батареи, качество сигнала связи и положение дрона на карте. По завершении миссии или при достижении критического уровня заряда плавно верните дрон на стартовую площадку.

Соблюдение этих шагов гарантирует безопасность полетов и получение высококачественных данных для дальнейшей обработки.

3D-модели поверхности рельефа являются ключевым источником данных для определения пространственной ориентировки структурных эле-

ментов [2]. Метод позволяет решать две критические задачи: диагностику структурно-геологических условий и оценку геодинамических рисков при разработке месторождений [3].

Структурно-геологическая интерпретация 3D-моделей, полученных с помощью БПЛА, представляет собой комплексный процесс анализа высокодетализированных данных для понимания геологического строения и истории развития исследуемой территории.

Основные этапы и методы структурно-геологической интерпретации

Геологи и геофизики используют высокоразрешенные 3D-модели для визуального выявления и оконтуривания различных литологических единиц и их контактов.

На подобных моделях четко видны такие элементы, как: Разломы и зоны трещиноватости; Складки, их оси и крылья; Элементы залегания и другие.

Кроме съёмки в оптическом диапазоне возможно использование мультиспектральных или тепловизионных данных помогает в дальнейшем уточнении типов минералов и горных пород на основе их спектральных характеристик.

С помощью специализированного программного обеспечения геологи могут виртуально измерять ориентировку (азимут простирания и угол падения) пластов, разломов и других плоскостных элементов прямо на 3D-модели. Это значительно безопаснее и эффективнее, чем традиционные полевые измерения в труднодоступных или опасных местах.

Полученные данные обрабатываются с использованием инструментов и методов кинематического анализа [3] для оценки устойчивости склонов и потенциальных механизмов разрушения.

Результаты картирования и измерений интегрируются в Геоинформационные системы (ГИС) и программные комплексы геологического моделирования. На основе 3D-модели поверхности и измеренных структурных данных создаются полноценные цифровые геологические карты и объемные геологические модели.

Интерпретация и прогнозирование:

Конечная интерпретация позволяет понять историю деформаций региона, определить статистические свойства сетей трещин и разломов. Эти данные используются для различных практических задач, например:

Поиск и разведка месторождений полезных ископаемых (например, определение рудоконтролирующих структур) [3, Dering, 2019].

Инженерная геология и оценка геологических рисков (устойчивость бортов карьеров, склонов, выбор мест для строительства) [4, 5].

Гидрогеология (понимание путей миграции подземных вод в трещиноватых породах) [6].

Заключение

Сочетание беспилотной аэрофтосъемки и современных методов цифровой обработки данных инициирует новый виток развития методологии структурного анализа, переводя его в качественно новое состояние с эквивалентным повышением метрической точности, безопасности труда и экономической рентабельности. Эффективность предложенной методики подтверждается актуальными научными исследованиями [Bemis et al., 2014] и успешным внедрением в промышленно-производственный цикл на международном уровне [3, 5, Dering, 2019].

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Голик В.И., Бурдзиев О.Г., Дзербанов Б.В.* Управление геомеханикой массива путем оптимизации технологии разработки // Геология и геофизика юга России. 2020. Т. 10. № 1. С. 127–137. https://doi.org/10.23671/VNC.2020.1.59070. EDN: FMXRTQ.

2. *Гордеев Н.А., Бондарь И.В.* Алгоритм обработки полевых данных с БПЛА // Д 46 Динамическая геология: возможности и перспективы. Динамическая геология – 80 лет вместе! Материалы Всероссийской научной конференции (Москва, 24 мая 2024 г.) / МГУ им. М.В. Ломоносова. Геологический ф-т. Каф. динамич. геологии. М.: Грифон, 2024. С. 9.

3. *Гордеев Н.А.* Структурная геология и тектонофизика с применением БПЛА // Н34 Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН: Тезисы докладов. Москва, ИФЗ РАН, 6–7 ноября 2024 г. М.: ИФЗ РАН, 2024. С. 20.

4. *Гришин И.А., Козлова А.Е., Дерина Н.В., Великанов В.С., Хамидулина Д.Д., Логунова Т.В.* Реализация возможностей использования беспилотных летательных аппаратов в горном деле // Уголь. 2022. № 5. С. 36–41. DOI: 10.18796/0041-5790-2022-5-36-41.

5. *Кириков Д.А., Фёдоров В.С., Калимуллина Д.И., Охунов Ш.Р.* Анализ данных аэрофотосъемки с беспилотных летательных аппаратов для изучения состояния бортов угольного разреза // Известия Тульского государственного университета. Науки о земле. 2023. № 2. С. 236–249. https://doi.org/10.46689/2218-5194-2023-2-1-236-249. EDN: SPNXHY

6. *Ламков И.М., Чермошенцев А.Ю., Арбузов С.А., Гук А.П.* Исследование возможностей применения квадрокоптера для съемки береговой линии об-

водненного карьера с целью государственного кадастрового учета // Вестник СГУГиТ. 2015. В. 1 (29). С. 200–209.

7. *Сашурин А.Д., Панжин А.А.* Роль геомеханики в обеспечении безопасного и эффективного недропользования // Современные проблемы механики. 2018. № 33. С. 92–101. EDN: VSFVAY.

8. *Bemis S.P.* Ground-based and UAV-Based photogrammetry: A multi-scale, high-resolution mapping tool for structural geology and paleoseismology // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. Vl. 119. N 2. P. 705–729. https://doi.org/10.1002/2013JB010500

9. *Perikleous D., Margariti K., Velanas P., Blazquez C.S., Gonzalez-Aguilera D.* Aerial Drones for Geophysical Prospection in Mining: A Review. Drones 2025. V. 9. P. 383. https://doi.org/10.3390/ drones9050383

Д.А. Горлов[1], С.Ф. Мигурский[1], С.Р. Иванова[1]

Тектонические предпосылки формирования залежей углеводородов в черносланцевой нижне-среднекембрийской куонамской формации Восточной Сибири

В геологической истории Земли неоднократно возникали условия для концентрации в морских осадках аномально высоких содержаний органического вещества (ОВ). Проблема изучения таких образований весьма актуальна, т.к. они часто содержат значительные объемы нефти и могут являться генерационными источниками промышленных месторождений углеводородов [4]. В настоящее время большие перспективы в отношении освоения запасов сланцевой нефти и газа имеют различные по возрасту толщи горных пород. В пределах Сибирской платформы такой толщей, содержащей крупные концентрации ОВ, является куонамская битуминозная глинисто-кремнисто-карбонатная формация ранне-среднекембрийского возраста. Опыт изучения черносланцевой майкопской толщи олигоцен-миоценового возраста Восточного Предкавказья привел к выводу, что в черносланцевых толщах необходимо осуществлять не только традиционный подход с учетом фациально-генетического типа ОВ и стадии его катагенетического преобразования, а также окислительно-восстановительных обстановок его преобразования в стадию седиментогенеза и раннего диагенеза, но и учитывать особенности ихтиофауны и степень урано-

[1] ФГБУ «ВНИГНИ», Москва, Россия

носности района [7]. Данный комплексный подход и был осуществлен при прогнозе нефтегазоносности черносланцевой куонамской формации нижнее-среднекембрийского возраста ленно-Тунгусской НГП Восточной Сибири.

Был проведен сравнительный анализ характеристики ОВ в разных по геологическому строению и степени тектонической активности районах: в центральной части Анабарской антеклизы и восточной части Алданской антеклизы, находящихся на территории Анабарской и Алдано-Майской нефтегазоносных областей (НГО). Образцы, количество которых превысило 200, изучались методом пиролиза, позволяющим определить не только количество ОВ (ТОС) и степень его катагенетической преобразованности, но и оценить качество самой нефтематеринской породы [2–5].

В пределах Анабарской антеклизы количество ОВ в куонамской формации колеблется в значительных пределах. Так, в бассейне реки Большая Куонамка оно минимально в известняках (0.03–0.04%), поднимаясь в кремнистых известняках до 5.88%, а в черных глинисто-кремнисто-карбонатных породах оно максимально – 14.75%. Породы бассейна реки Малая Куонамка еще богаче ОВ: черные высокоуглеродистые глинисто-кремнисто-карбонатные породы – до 22.42% чистых разностей известняков в данных разрезах не обнаружено. Согласно значениям $T^{o}_{макс}$ 405–438 °С, стадия катагенетического преобразования ОВ в пределах Анабарской антеклизы $ПК_3$–$МК_1$, при этом образцы бассейнов рек Большая и Малая Куонамка принадлежат разным фациальным зонам. Значения водородного индекса H_1 в глинисто-кремнисто-карбонатных разностях обнажений реки Малая Куонамка колеблются от 88 до 750 мгУВ/гТОС при медианных значениях 690–700 мгУВ/гТОС, что характеризует их как превосходные нефтематеринские породы. В породах из обнажений реки Большая Куонамка превалируют значения H_1 до 575–638 мгУВ/гТОС, что также характеризует их, как богатые и превосходные нефтематеринские породы (за исключением известняков с низкими концентрациями переотложенного ОВ, где они составляют лишь 17–25 мгУВ/г ТОС).

В юго-восточной части Алданской антеклизы в образцах из обнажений реки Юдома выявлена несколько другая характеристика ОВ, развитого в депрессионных фациях. Глинисто-карбонатные образования обогащены ОВ до 10.26% при преобладающих содержаниях 2–4%. Значение. $T^{o}_{макс}$ колеблется от 432 до 465 °С, указывая на степень катагенетического преобразования ОВ от $МК_1$ до $МК_{2-3}$. Размах колебаний водородного индекса H_1 от 121 до 493 мгУВ/гТОС при преобладающих значениях 200–230 мгУВ/гТОС свидетельствует о наличии в разрезе средних, богатых и очень богатых нефтематеринских пород.

В разрезе проанализированной скважины № 366 Усть-Майская, выполненной глинисто-кремнисто-известковыми образованиями в депрес-

сионных фациях иниканской свиты, входящей в куонамскую формацию, содержания ОВ также очень высокие: в верхней пачке глинисто-кремнисто-карбонатных пород – до 5.18% (гл. 1350,95 м), в средней пачке углеродистых кремнисто-карбонатных пород – до 11.18%, в нижней пачке глинисто-известковистых образований – до 8.68% (гл. 1357.20 м). Значение $T^{o}_{макс}$ не подвержены резким колебаниям и укладываются в пределы 434–446 °С, что соответствует пребыванию в различных частях ГЗН. Очень богатыми и превосходными являются глинисто-кремнисто-карбонатные породы верхней пачки (H_1 = 354–641 мгУВ/гТОС). Аналогично характеризуются и глинисто-карбонатные породы: H_1 = 400–565 мгУВ/гТОС. Нижняя пачка глинисто-известковистых образований также является богатой нефтематеринской толщей (H_1 385–561 мгУВ/гТОС).

Как установлено [2–4], исходное ОВ во время накопления углеродистых осадков было планктонно-бактериально-водорослевое, преобразование которого происходило в восстановительной и резко восстановительной геохимической обстановке в стадию седиментогенеза и раннего диагенеза. В непосредственной близости от скв. № 366 Усть-Майская находится Алгаминское месторождения циркония с высоким содержанием урана. Поздневендско-раннекембрийская эпоха уранового седиментогенеза (575 млн лет) связана с байкальской эпохой перестройки земной коры [2, 7]. Видимо, наличием высоких концентраций урана объясняются очень высокие значения гамма-активности пород куонамской свиты (свыше 30 мкр/час) в разрезе скв. 366 Усть-Майская. Абсолютные содержания урана в породах куонамской свиты не опубликованы. Однако имеются сведения об аномально высоких содержаниях в них свинца, связанного с ОВ [2]. Авторам [2], обнаружившим такое явление, остались не ясными его причины. По нашему мнению, поскольку свинец является конечным продуктом распада урана, это явление свидетельствует как о высоких изначальных концентрациях урана в содержащих ОВ породах, так и о длительности процесса его распада и, следовательно, взаимодействия на ОВ [8].

Проведенными исследованиями установлено улучшение геохимической характеристики ОВ куонамской формации как в сторону Вилюйской гемисинеклизы, так и в районе Алгаминского месторождения циркония с повышенной концентрацией урана.

На территории распространения отложений куонамской формации находятся кимберлитовые районы Оленекский и Вилюйский. Оленекский район включает 3 группы кимберлитовых полей; Куонамскую, Среднеоленекскую и Нижнеоленекскую, из Вилюйского района – Далдыно-Алакитскую. Между этими районами находится Верхнемунское кимберлитовое поле. Состав газов, полученный по результатам изучения трубки Удачная, свидетельствует о резком преобладании среди них водорода:

46.59–53.63% (скв. 42, гл. 365.9–357.9 м). Следующим из доминирующих не углеводородных компонентов является неатмосферный азот (до 40.7%). Таким образом, и в древних сланцевых толщах выявлены те же процессы, происходящие в молодых сланцевых свитах под воздействием радиоактивного воздействия урана. И в них радиоактивное воздействие урана приводит к генерации больших количеств водорода, интенсифицирующего образование углеводородов из ОВ, сопровождаемое образованием и повышенных количеств азота [6, 8]. В древних сланцевых толщах длительность радиоактивного излучения при прочих равных условиях может предопределить больший масштаб образовавшихся углеводородов. Подобный процесс при наличии урановых скоплений может происходить и в баженовской свите Западной Сибири, и в доманиковой толще Восточно-Европейской платформы, и в других сланцевых толщах мира.

Литература

1. *Алексеев Ю.А.* Уран-углеводородный парагенез нефтегазоносных территорий//геология нефти и газа. 2016. № 1. С. 71–78.

2. *Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С.* Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск: Наука, 1988. 154 с.

3. *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. DO1:10.31.087/001.6-7894-2022-2-67-77.

4. *Горлов Д.А., Левшунова С.П., Роот Д.В., Мигурский С.Ф.* Нефтегеологическое районирование куонамской формации отложений нижне-среднекембрийского возраста Лено-тунгусской нефтегазоносной провинции // Геология нефти и газа. 2023. № 6. С. 67–79.

5. *Горлов Д.А., Левшунова С.П., Мигурский С.Ф., Роот Д.В., Иванова С.Р.* Уран как показатель тектонической активности разломов Анабарской антеклизы // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии. Фундаментальные проблемы. Материалы 56 тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025.

6. *Карташов А.А. Левшунова С.П., Горлов Д.А., Корнеев А.А., Иванова С.Р.* Тектонический аспект формирования углеводородов в осадочном комплексе республики Калмыкия // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. Материалы 54 тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2023. С. 200–203.

7. *Мельников Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н.* Уран Российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.

8. *Levshounova S.P.* Hydrogen in petroleum geochemistry // Terra Nova. 1992. N 3. P. 579–585.

Е.Н. Горожанина[1], В.М. Горожанин[1]

Об источниках сноса карбонатных обломков в глубоководную зону Предуральского прогиба

Нижнепермские глубоководные кремнисто-карбонатные осадки центральной части Предуральского прогиба, слагают разрезы Усолка и Дальний Тюлькас, которые утверждены как стратотипы (золотые гвозди GSSP) нижней границы сакмарского (Усолка) и артинского (Дальний Тюлькас), ярусов МСШ [1]. Разрезы расположены на территории геопарка Торатау к востоку от пос. Красноусольский.

Основные литотипы пород представлены радиоляриевыми вакстоунами (радиоляритами), микритовыми мадстоунами-вакстоунами с остатками спикул губок, кремнисто-известковистыми аргиллитами с прослоями пепловых туфов. Терригенные прослои среди мергелей, радиоляритов и аргиллитов практически отсутствуют, Отложения относятся к фоновым иловым осадкам глубоководного и тиховодного бассейна [2–4]. Среди этих отложений встречаются прослои и линзы обломочных биокластовых известняков без примеси терригенного материала, с градационной сортировкой обломков от рудстоуна-грейнстоуна к пакстоуну, сложенные обломками рифогенной фауны – мшанок, криноидей, брахиопод, фораминифер, указывающей на снос материала с платформы (рис. 1). Механизм переноса – зерновые и обломочные потоки с карбонатного шельфа платформы.

Предуральский прогиб представлял собой глубоководный пролив, протянувшийся вдоль всего восточного края Русской платформы и отгороженный от Мирового океана растущим Уральским горным сооружением [5, 6]. Глубина моря в проливе могла достигать 500–1000 м. В восточных зонах пролива шло интенсивное заполнение глубоководной впадины флишевыми толщами с конгломератовыми прослоями [6]. В ранней перми погружение захватило краевую часть карбонатного шельфа платформы, возможно, происходило прогибание, откалывание, размыв и затопление платформенных блоков [7]. При этом на оставшейся краевой части платформы продолжалось формирование карбонатно-рифового шельфа. В результате землетрясений карбонатный обломочный материал сносился в глубоководную впадину, где, вероятно, смешивался с терригенными флишевыми осадками, поступавшими с востока – с растущего Уральского горного сооружения.

Изучение переотложенной фауны позволяет судить о возрасте источников сноса (по аналогии с цирконометрией). Закономерности в характе-

[1] Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, ГИН РАН, Москва

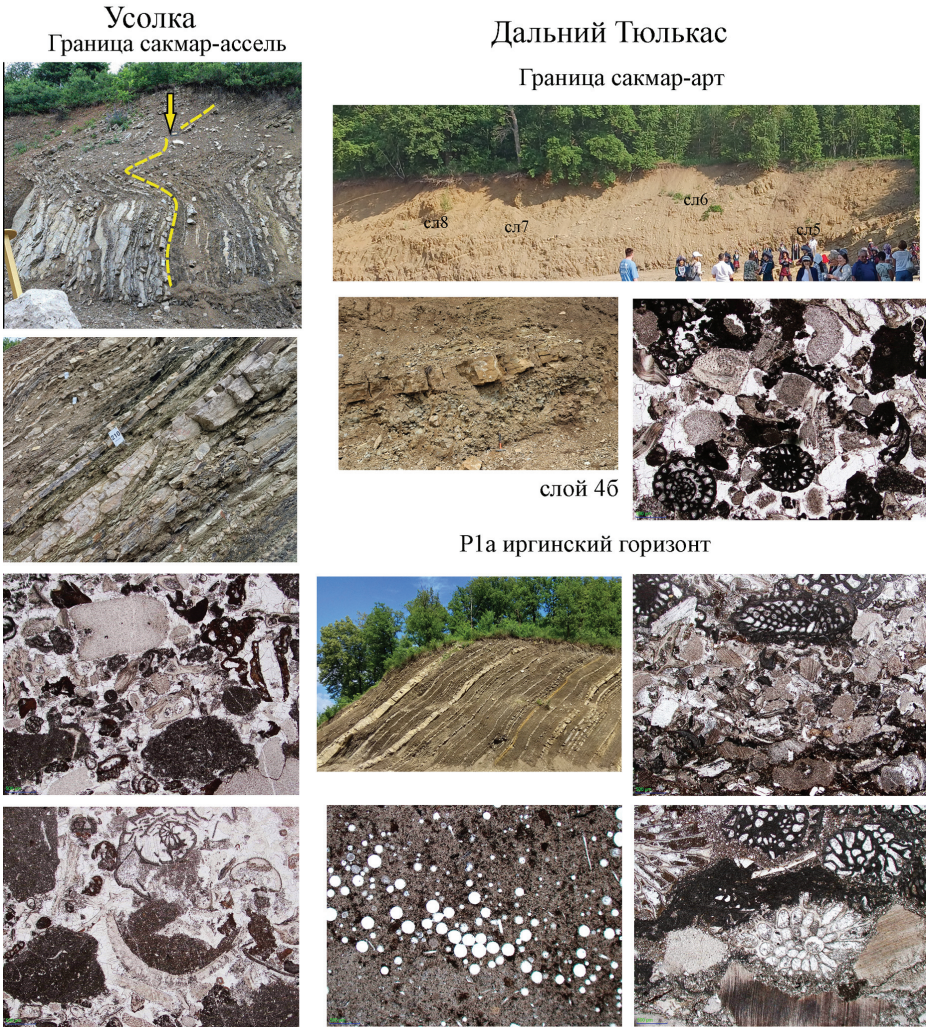


Рис. 1. Прослои карбонатных пород – рудстоунов и грейнстоунов с обломками рифовых известняков и биокластикой мшанок, тубифитесов, криноидей, кораллов, фораминифер, брахиопод, среди радиоляритов. Шлифы, николи //, длина микрофотоснимков 4 мм

ре переотложения фузулинидовой фауны в нижнепермских терригенно-карбонатных породах зоны линейной передовой складчатости были подмечены Д.М. Раузер-Черноусовой, переотложение конодонтовой фауны отмечено В.Н. Пазухиным во флишевых отложениях нижнего и

среднего карбона Зилаирского синклинория [7]. Переотложенные ассельские конодонты установлены [8] в прослое органогенно-обломочных известняков в артинской части разреза Тюлькас.

Считается, что смешанный карбонатно-терригенный состав кластики во флишевых толщах указывает на общий источник – с востока – с зоны поднятий Уральского палеоорогена [5]. По представлениям Б.И. Чувашова карбонатный обломочный материал мог поступать с запада – с области карбонатного шельфа платформы [6]. Мы предполагаем поступление в бассейн кластики с разных сторон и смешение уже внутри бассейна под действием донных течений. В разрезах Усолка и Дальний Тюлькас среди глубоководных отложений терригенный материал либо отсутствует, либо представлен тонкими пелитовыми фракциями алевролитов и аргиллитов. Обломочный карбонатный материал образует отдельные пласты мощностью 1–1.5 м, незакономерно распространенные в разрезе. Состав карбонатного материала и возраст указывает на снос с рифового края платформы при эпизодических сейсмических и штормовых событиях.

Литература

1. *Chernykh V.V., Henderson C.M., Kutygin R.V., Filimonova T.V., Sungatullina G.M., Afanasieva M.S., Isakova T.N., Sungatullin R.Kh., Stephenson M.H., Angiolini L., Chuvashov B.I.* Final proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base-Artinskian Stage (Lower Permian) Permophiles // Newsletter of the Subcommission on Permian Stratigraphy. 2022. N 72. P. 14–48.

2. *Chernykh V.V., Chuvashov B.I., Davydov V.I., Henderson C.M., Shen S., Schmitz M.D., Sungatulina G.V., Barrick J.E., Shilovsky O.P.* Southern Urals. Deep-water successions of the Carboniferous and Permian: Pre-Congress A3 Trip, August, 6–10, 2015. Kazan: Academy of Sciences of the Republic of Tatarstan Press, 2015. 88 p.

3. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.* Литофациальные особенности отложений верхнего карбона и нижней перми в стратотипическом разрезе Усолка (Южный Урал) // Геологический вестник. 2025. № 3. С. 94–108. DOI: 10.31084/2619-0087/2025-3-7

4. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М.* 4 Литологические особенности отложений артинского яруса нижней перми в разрезе Дальний Тюлькас (Южное Приуралье) // Экзолит – 2025. Сборник научных материалов / Под ред. Ю.В. Ростовцевой. М.: МАКС Пресс, 2025. С. 47–50.

5. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.

6. *Чувашов Б.И.* Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. № 3. С. 22–37.

7. *Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Кулагина Е.И.* Литологические и палеонтологические индикаторы карбонатных источников сноса в раннепермский флишевый бассейн Южного Урала / Под ред. Ю.В. Ростовцевой. Осадочные породы. Сборник научных материалов. М.: МАКС Пресс, 2024. С. 45–51.

8. *Черных В.В.* Зональный метод в биостратиграфии. Зональная шкала нижней перми по конодонтам. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 217 с.

И.К. Декабрёв[1], Е.А. Гладкочуб[1], А.В. Иванов[1], А.В. Черемных[1]

Первые данные *in situ* U-Pb датирования кальцита зеркал скольжения Прибайкалья и Западного Забайкалья, методические аспекты

Кальцит является распространенным гидротермальным минералом, образующимся в зонах тектонических деформаций. Кальцит заполняет ассоциированные с разломами трещины, формируя жилы. Датирование кальцита классическими методами (ID-TIMS) затруднено. Основными причинами выступают: низкие концентрации актиноидов (от долей до 1 г/т); Аномальная неоднородность концентраций U в пределах одного кристалла; более 90% Pb в кальците – это обыкновенный Pb (common Pb), для датировки требуется сверхточная коррекция. Множественные стадии роста, в рамках одного кристалла могут быть представлены несколькими генерациями кальцита. Однако, локальный LA-ICP-MS анализ дает возможность как определения возраста разных этапов роста кальцита в масштабе ~50–100 мкм, так и измерения в зонах с повышенными концентрациями актиноидов. Целью данной работы является разработка протокола *in situ* U-Pb датирования кальцита и его применение на примере кальцита, собранного на зеркалах скольжения Прибайкалья и Западного Забайкалья.

Возраст разломов и соответствующих им тектонических напряжений Прибайкалья и Западного Забайкалья преимущественно определяется путем корреляции с известными тектоническими событиями, и анализа относительных возрастов пород, нарушенных или ненарушенных разрывами.

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

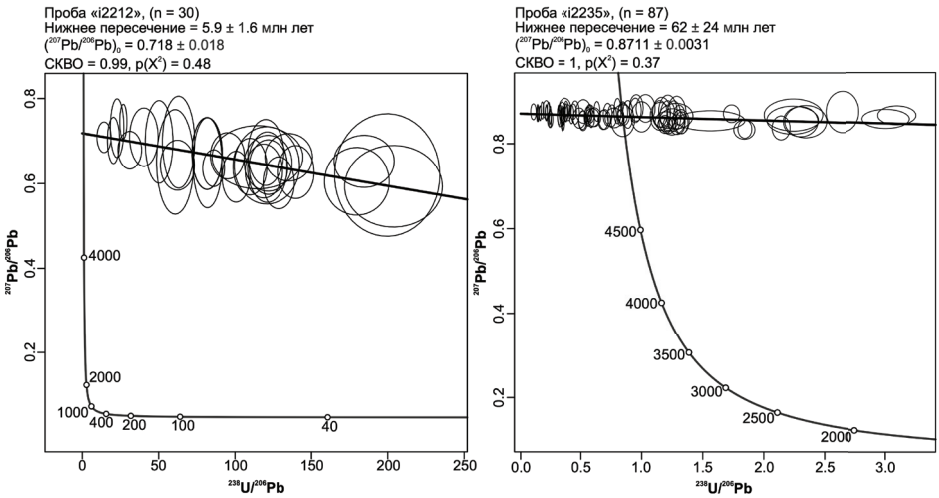


Рис. 1. Результаты U–Pb изотопного анализа кальцита зеркал скольжения Прибайкалья и Западного Забайкалья с использованием LA-ICP-MS. Диаграмма построена в программе IsoplotR [13]

Однако, для установления временных рамок деформаций горных пород, в зонах разломов, не всегда наблюдаются необходимые разновозрастные геологические образования. Поэтому определение возраста разрывных нарушений, сформированных под действием тектонических стрессов, является весьма нетривиальной задачей. Для анализа применяется кальцит, собранный на зеркалах скольжения со следами перемещения крыльев (бороздами или штриховкой). Последние позволяют установить морфогенетический тип разрыва и являются исходными геолого-структурными материалами для проведения тектонофизических реконструкций стресс-тензоров. В настоящий момент времени нами получены U-Pb изотопные отношения (рис. 1), которые позволили получить новые данные о возрасте стресс-тензоров.

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 $^{207}Pb/^{206}Pb$ отношений использовалось стекло SRM NIST 610 [8]. В качестве эталонного материала с аналогичной неизвестному образцу матрицей для нормализации $^{238}U/^{206}Pb$ отношений использовался стандарт кальцита Tarim [14].

Первый образец кальцита «i2212» отобран в Прибайкалье на СЗ побережье оз. Байкал, в зоне Ольхонского (Морского) разлома, который является наиболее амплитудным (амплитуда сброса более 7 км) дизъюнктивом Байкальского рифта. В этой зоне широко распространены зеркала скольжения с субгоризонтальной и субвертикальной штриховкой. Образец отобран на зеркале скольжения, нарушающем палеозойские породы Тажеранского массива. Ранее геолого-структурными исследованиями установлено, что данный разлом, как и многие другие разломы Прибайкалья, в разное время развивался последовательно как взброс, сдвиг с левосторонним перемещением крыльев и сброс. Предполагается, что раннекайнозойское сдвиговое поле напряжений в Байкальском рифте сменилось позднекайнозойским растяжением, продолжающимся и в настоящее время. Однако кайнозойские отложения слабо распространены в зонах большинства разломов Байкальского рифта, что не позволяет надежно датировать возраст разрывных деформаций на интервалах первые – десятки млн лет. Полученная оценка возраста кальцита образца «i2212» 5.9±1.6 млн лет (рис. 1). Штриховка на зеркалах скольжения в точке отбора образца позволила реконструировать стресс-тензор сдвига с СВ-ЮЗ простиранием оси растяжения и СЗ-ЮВ простиранием оси сжатия, который, вероятно, соответствует обстановке перехода от преимущественно сдвигового раннекайнозойского к позднекайнозойскому сбросовому режиму развития Байкальского рифта [1, 4, 6]. Полученная датировка отражает переход от медленной к быстрой стадии рифтогенеза [12], что, в частности, выражается в ускоренном росте Академического хребта и разделении Байкальских впадин [9].

Второй образец кальцита «i2235» отобран в Тугнуй-Кондинской разломной зоне Западного Забайкалья в районе Сухаринской впадины. Юрские отложения здесь залегают с размывом и несогласием на палеозойском основании. Зеркало скольжения, на котором отобран кальцит, нарушает породы палеозойского возраста. Наиболее интенсивные деформации в Западном Забайкалье связаны с меловым растяжением, во время которого сформировались метаморфические ядра и впадины забайкальского типа [2, 5]. Вероятно, что данное растяжение в Западном Забайкалье было с начала мела по начало кайнозоя [3], что подтверждается разновозрастными излияниями базальтов [7]. Полученная оценка возраста кальцита образца «i2235» 62±24 млн лет (рис. 1), в частности, совпадает в пределах достаточно большой погрешности определения возраста с позднемеловыми датировками вулканизма [10], и позднемеловым–раннепалеоценовым эпизодом растяжением по результатам трекового датирования апатита в Баргузинском хребте [11], ассоциирующимися с начальной стадией развития Байкальского рифта. Штриховка на зеркале скольжения указывает на сбросовый характер перемещения крыльев разрывного нарушения и

позволяет реконструировать стресс-тензор с ССЗ-ЮЮВ простиранием субгоризонтальной оси растяжения.

В результате проведенного исследования можно сделать вывод, что датирование кальцита позволяет уточнить возраст разрывных нарушений: 1) если борозды скольжения наблюдаются на поверхности кальцита, то его абсолютный возраст показывает нижнюю границу подвижек по разрывам; 2) возраст кальцита будет являться верхней границей деформирования, если борозды скольжения образовались на поверхности породы до «залечивания» зеркала кальцитом. Таким образом, локальное U-Pb LA-ICP-MS датирование кальцита на зеркалах скольжений со штриховкой дает возможность уточнить временное «окно» деформации горных пород, что является существенным вкладом в определение возраста разрывных нарушений и связанных с ними тектонических напряжений.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-77-30006, https://rscf.ru/project/25-77-30006/»

Литература

1. *Бурзунова Ю.П.* Реконструкция тектонических напряжений различными методами анализа трещиноватости (на примере зоны Морского разлома в Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 8. С. 1118–1134. https://doi.org/ 10.15372/GiG2021167

2. *Буслов М.М., Травин А.В., Бишаев Ю.А., Скляров Е.В.* Тектонотермальная эволюция Заганского комплекса метаморфического ядра Забайкалья: результат постколлизионного разрушения Монголо-Охотского орогена в мелу–палеоцене // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 4. С. 0708. https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-4-0708

3. *Лунина О.В., Гладков А.С.* Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 78–96.

4. *Парфеевец А.В., Саньков В.А.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы / Отв. Ред. К.Г. Леви; Ин-т земной коры СО РАН. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2006. 151 с.

5. *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 229 с.

6. *Черемных А.В., Декабрёв И.К.* Тектонические напряжения в зоне разлома Черского (Байкальская рифтовая система) // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 5. 0704. https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-5-0722

7. *Ярмолюк В.В., Иванов В.Г.* Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000. № 2. С. 43–64.

8. *Hollocher K., Ruiz J.* Major and trace element determinations on NIST glass standard reference materials 611, 612, 614, and 1834 by inductively coupled plasma-mass spectrometry // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19. P. 27–34.

9. *Ivanov A.V., Demonterova E.I.* Tectonics of the Baikal rift deduced from volcanism and sedimentation: a review oriented to the Baikal and Hovsgol Lake systems // Muller W.E.G., Grachev M.A. (eds.). Biosilica in Evolution, Morphogenesis, and Nanobiology // Marine Molecular Biotechnology. 2009. V. 47. P. 27–54.

10. *Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A.* Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Science Reviews. 2015. V. 148. P. 18–43.

11. *Jolivet M., De Boisgrollier T, Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V., Ringenbach J.C.* How old is the baikal rift zone? Insight from apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2009. V. 28. N. 3. P. 3008. https://doi.org/10.1029/2008TC002404

12. *Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Evidence and causes of the 2-stage development of the Baikal rift // Tectonophysics. 1987. V. 143. P. 225–234.

13. *Vermeesch P.* IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001

14. *Zhang L.-L., Zhu D.-Ch., J.-Ch Xie., Wang Q., Kamo S., Roch´ın-Bañagac 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.

Л.И. Демина[1], М.Ю. Промыслова[1]

Взаимоотношение ленивенской серии и тревожнинского комплекса Северо-Западного Таймыра: геодинамические следствия

Вопрос о взаимоотношении метаморфических толщ ленивенской серии и тревожнинского комплекса**,** слагающих Северо-Таймырскую тектоническую зону, имеет очень важное значение для понимания геодинамической эволюции не только Северо-Западного Таймыра, но и всей Таймыро-Североземельской складчатой области.

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

Северо-Таймырская зона представляет собой крупную антиформу (Ленивенская антиклиналь), ядро которой сложено глубокометаморфизованными породами тревожнинского комплекса. Он разделяется на две толщи: верхняя сложена бедными кальцием глиноземистыми биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами; нижняя – богатыми кальцием амфиболитами, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, реже мраморами, кальцифирами и кварцитами [5, 6, 9–11]. Возраст тревожнинского комплекса является предметом дискуссий и относится к диапазону от раннего протерозоя [10] до рифея [6] и венда [9, 11]. Результаты U-Pb SHRIMP изотопного датирования по цирконам показали очень широкий разброс возрастов от 281±83 до 1529±31 млн лет [11]. Данные абсолютного возраста по зональным цирконам близки ко времени формирования коллизионных гранитоидов – 306–285 млн лет и зонального метаморфизма ленивенской серии – 273–279 млн лет [2].

Крылья антиклинали сложены флишодными, зонально-метаморфизованными, ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами ленивенской серии, которые относятся к образованиям континентального склона и подножия Карского континента и представляют собой его пассивную окраину [2]. Возраст серии относится либо к рифею [10], либо к венду [9, 11]. Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов находятся в интервале от 3.2 млрд лет до 180 млн лет, при этом доминантный возраст составляет от 564±14 до 693±22 млн лет [9, 11].

На геологических картах разных лет границы между метаморфитами тревожнинского комплекса и ленивенской серии проведены по разрывам, а занимаемые ими площади существенно различаются [1, 9–11].

Детальный анализ геологических разрезов обнажений бортов рек Ленивая, Медвежья, Кудрявая, Тревожная, Гранатовая, проведенный авторами по собственным и фондовым материалам, показал, что происходит постепенное повышение степени метаморфизма одних и тех же толщ, отнесенных на геологических картах [9–11] к разным стратиграфическим единицам. Например, в междуречье Ленивой и Медвежьей граница проведена по разрыву северо-восточного простирания, который сечет единую складчатую структуру флишоидных пород, отчетливо проявленную как в пределах ленивенской серии, так и тревожнинского комплекса, выделенных на геологических картах [9, 10].

В бассейне р. Гранатовая граница между метаморфитами тревожнинского комплекса и ленивенской серии фиксируется разрывами северо-западного и северо-восточного простирания [10], однако и здесь на противоположных от линии разрывов площадях развиты одни и те же флишоидные толщи воскресенской свиты ленивенской серии [7].

Сравнение петрохимического состава метапелитов и метаалевролитов ритмичных толщ воскресенской свиты ленивенской серии и верхней толщи тревожнинского комплекса показало их практически полное сходство. Незначительное повышение содержания оксидов кремния, алюминия и железа в метапелитах тревожнинского комплекса объясняется более высокой степенью их гранитизации в пределах ядерных частей гранито-гнейсовых куполов, к которым и приурочены выходы метаморфитов данного комплекса на дневную поверхность [3–5].

В процессе роста гранито-гнейсовых куполов происходит подъем нижележащих толщ, при этом фрагменты обрамления могут сохраняться не только в приконтактовых, но также и в апикальных частях куполов, что и наблюдается на Северо-Западном Таймыре.

Гранито-гнейсовые купола являются индикаторами процесса континентальной коллизии на поздней стадии развития складчатых областей [8, 12–15].

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в пределах Северо-Западного Таймыра площадь распространения пород тревожнинского комплекса существенно завышена, а его взаимоотношение с ленивенской серией определялось подъемом разогретых пластичных нижележащих толщ (тревожнинский комплекс) и флишоидных пород обрамления (ленивенская серия) в процессе роста гранито-гнейсовых куполов на завершающей стадии коллизии Сибирского и Карского континентов.

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. М-б 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., Промыслова М.Ю.* Гранито-гнейсовые купола Северо-Западного Таймыра и их значение для палеогеодинамики региона // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 147–151.

4. *Демина Л.И., Промыслова М.Ю.* К проблеме взаимоотношения Ленивенской серии и Тревожнинского комплекса Северо-Западного Таймыра // Инновации в геологии, геофизике и географии-2025. Материалы 10-ой Международной научно-практической конференции. М.: Перо, 2025. С. 93–95

5. *Забияка А.И.* Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ, 1974. 128 с.

6. Забияка А.И. Воскресенское регионально-метаморфическое поле – эталон рифейского метаморфического комплекса Таймыра. Красноярск: ККИ, 2000. 216 с.

7. *Захаров В.С., Демина Л.И., Промыслова М.Ю.* Геодинамическая природа метаморфической зональности Северо-Западного Таймыра: результаты численного моделирования и геолого-петрологические данные // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2024. № 5. С. 23–33.

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

9. *Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Молчанова Е.В.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Таймырско-Североземельская. Листы S-44 – Диксон, S-45 – Усть-Тарея. Объяснительная записка. СПб.: Минприроды России, Роснедра, Моргео, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ФГУНПП «ПМГРЭ», 2020. 450 с.

10. *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.

11. *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–Тарея. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 560 с.

12. *Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 180 с.

13. *Скляров Е.В., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сизых А.И., Буланов В.А.* Метаморфизм и тектоника. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.

14. *Hodges K.V., Silverberg D.S.* Thermal evolution of the Greater Himalaya, Garhwal. India // Tectonics. 1988. V. 7. P. 583–600.

15. *Hollister L.S.* Metamorphic evidence for rapid (2 mm/yr) uplift of a portion of the Central gneiss complex, Coast Mountains B.C. // Canad. Mineral. 1982. V. 20. P. 310–322.

К.О. Добролюбова[1], С.Ю. Соколов[1]

Линзовидный трансформированный бассейн Романш – уникальное природное образование и маркер новейших тектонических перестроек в экваториальной Атлантике

В работе рассматривается линзовидный трансформированный бассейн (ЛТБ), сформировавшийся в активной части демаркационного трансформного разлома Романш предположительно в палеоцене [1] и связанные с ним нетипичные для спрединговых районов морфоструктурные ассоциации и сочетания геофизических параметров.

Морфологически ЛТБ представляет собой линзовидное в плане расширение активной части трансформного разлома, ограниченное вдоль простирания дугообразными абиссальными уступами с пологим внешним и обрывистым внутренним склоном. Между уступами сформировано массивное, сильно деформированное, линзовидное аккреционное тело [2], обрамленное пассивным северным и активным южным трансформным трогом, по которому реализуется абсолютное большинство сдвиговых перемещений (рис. 1а). Аккреционное тело состоит в основном из эксгумированных верхнемантийных сильно деформированных пород [3].

На основе интерпретации геолого-геофизических данных составлена морфоструктурная схема ЛТБ Романш и прилегающих областей океанского дна, анализ которой позволяет констатировать, по крайней мере, три периода активизации тектонических процессов, разделенных двумя периодами относительного покоя. Последняя активизация началась приблизительно 10–15 млн лет назад и продолжается в настоящее время с возрастающими темпами. Наиболее чувствительными оказались области пересечения рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (САХ) и активного трога трансформного разлома Романш (далее интерсекты).

В районе западного интерсекта по данным рельефа и аномалий Буге (рис. 1) наблюдается след оси САХ в южном направлении. При геодинамической перестройке района, скорее всего, возник режим локальной транспрессии в вершине линзы, приведший к формированию молодого прибортового хребта. Вполне вероятно, что этот хребет может в будущем выйти на поверхность по сценарию хребта Филлсбери [2]. Общее продвижение на юг вершины западного интерсекта оценивается в 40 км, причём продвижение идет с все увеличивающейся скоростью: за последние 5 млн лет скорость удвоилась и составила порядка 4 мм/год.

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

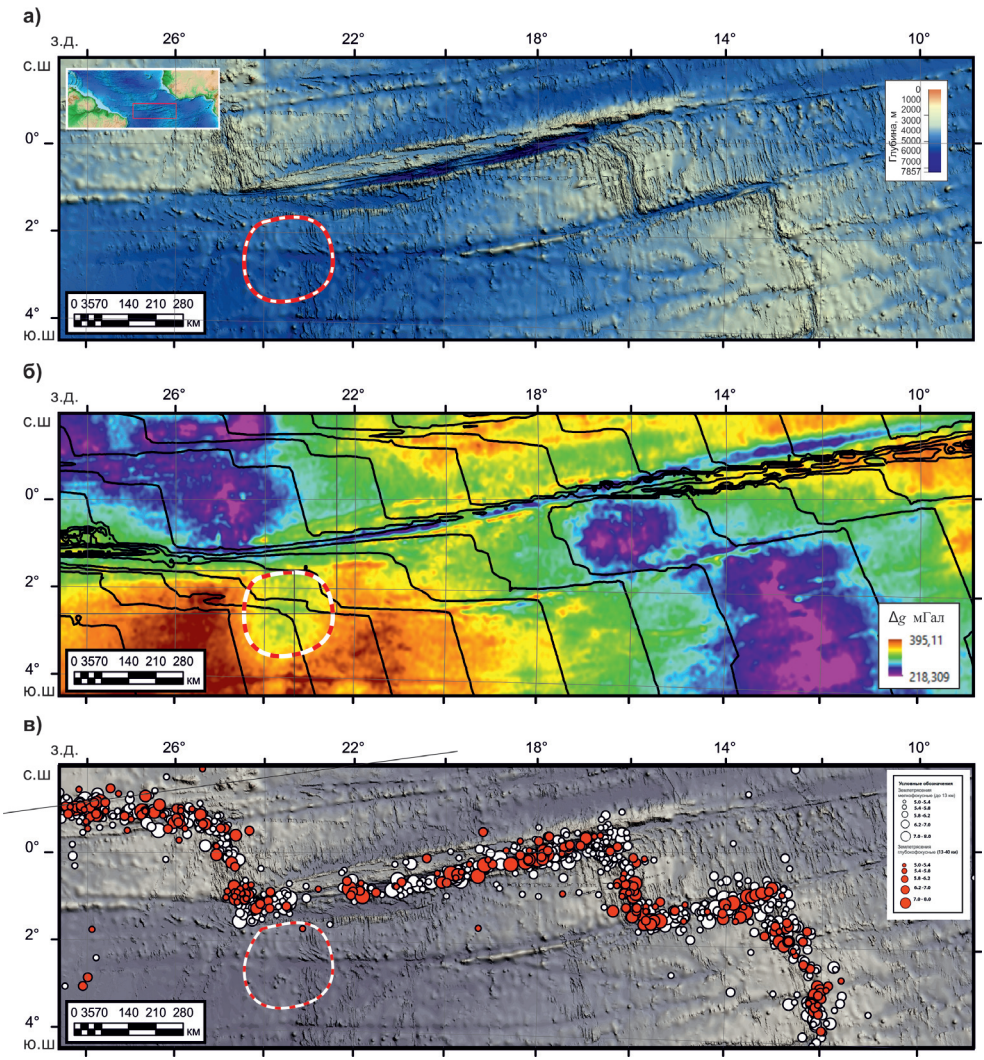


Рис. 1. Линзовидный трансформированный бассейн Романш: а) батиметрическая карта; б) карта аномалий силы тяжести в редукции Буге (черными линиями показан возраст по палеомагнитным данным с шагом в 10 млн лет); в) сейсмичность. Пунктиром обведена область регионального минимума аномалий Буге

Южнее западного интерсекта расположена область, представленная кластером верхнекоровых сейсмических событий, что можно интерпретировать как продолжение проградации на юг.

В рифтовой долине САХ в районе восточного интерсекта порядка 9–10 млн лет назад начали появляться сколы по внутреннему углу. А в районе 8 млн лет началось смещение в западном направлении нодальной впадины и прилегающей части рифтовой долины САХ по системе внутренних сколов со все увеличивающейся суммарной длиной. В настоящее время общая протяженность скола составляет около 120 км. Долина САХ в районе восточного интерсекта представляет собой серию эшелонированных субпараллельных впадин, простирающихся на расстояние порядка 90 км к югу от интерсекта и смещающих нодальную впадину внутрь активной части трансформного разлома почти на 90 км.

Особый интерес представляет внеосевой минимум аномалий Буге со значениями существенно ниже фоновых в абиссальных частях акватории, расположенный южнее западного интерсекта. Это овальная область имеет размеры 200×260 км. В большинстве случаев подобные проявления напрямую связаны с прогретым состоянием верхней мантии, внутриплитным магматизмом и выражены в рельефе в виде вулканических плато или серии вулканических построек. На сейсмо-томографических разрезах под ними фиксируются «горячие» объемы разуплотненной мантии. В данном случае гравиметрическая аномалия никак не выражена ни в рельефе, ни в сейсмотомографических разрезах. Возможно в сочетании с областью повышенной сейсмической активности, расположенной на продолжении долтины САХ севернее, это может интерпретироваться как маркер дальнейшей проградации САХ в южном направлении. Со временем это может привести к региональной перестройке системы САХ южнее ЛТБ Романш.

Выводы

Сочетание спрединговых и сдвиговых процессов в районе демаркационного трансформномного разлома Романш, на фоне глобальной перестройки в Атлантике в палеоцене привело к формированию уникальной морфоструктурной ассоциации – линзовидного трансформированного бассейна, для которого характерен специфический парагенез.

На протяжении своего существования ЛТБ Романш пережил три периода активизации и два периода покоя, что свидетельствует о динамичности системы и чуткой реакции на смену геодинамических обстановок в регионе.

Новейшая активизация позволяет прогнозировать выход на дневную поверхность молодого прибортового хребта.

Область с пониженными значениями аномалий Буге в сочетании с активной сейсмичностью южнее западного интерсекта может быть не только маркером проградации рифтовой долины на юг, но и предвест-

ником экстремального перескока оси спрединга с формированием новой системы рифтов САХ южнее ЛТБ Романш.

Работа выполнена в рамках темы госзадания FMMG-2023-0005.

Литература

1. *Bonatti E., Ligi M., Carrara G., Gasperini L., Turko N., Perfiliev S., Peyve A., Sciuto P.F.* Diffuse impact of the Mid-Atlantic Ridge with the Romanche transform: an ultracold ridge-transform intersection // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. N. B4. P. 8043–8054.

2. *Добролюбова К.О.* Эволюция, геодинамика и морфология линзовидных расширений в активной части трансформных разломов: сравнительный анализ и кинематическая модель // Геотектоника. 2025. № 2, С. 32–53.

3. *Пейве А.А.* Аккреция океанической коры в условиях косого спрединга // Геотектоника. 2009. № 2. С. 5–19.

П.А. Докукин[1], В.И. Кафтан[2], А.Ю. Мельников[1]

ГНСС-актуотектоника средствами визуализации

«Вы не уверуете, пока не увидите…»
Спаситель (Евангелие от Иоанна)

Сегодня территория Земли покрыта десятками тысяч непрерывнодействующих пунктов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС-пунктов). Непрерывные наблюдения на этих пунктах обеспечивают продолжительные определения точных координат точек земной поверхности, что позволяет отлеживать движения и деформации верхних частей земной коры. На протяжении лет и десятилетий на пунктах накапливаются значительные смещения, что обеспечивает важную информацию о протекании тектонических процессов в текущем времени.

Изучение современных движений земной коры несет в себе новые актуальные знания о протекании тектонических процессов. Появляется возможность уточнять ненадежно картированные тектонические дислокации. Для этого целесообразно отслеживать пространственно-временную

[1] Российский университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы, Москва, Россия
[2] Геофизический центр РАН, Москва, Россия

эволюцию внутренних движений и деформаций земной коры в тектонически активных районах средствами ГНСС. При этом эффективным инструментом анализа является кинематическая визуализация эволюции движений и деформаций земной коры, как лучший способ показать динамику протекания процесса. Такие исследования позволили авторам, уточнить положение плохо изученных границ тектонических плит, определить скорости взаимных движений этих плит, отследить на земной поверхности отклик активизации глубинных источников давления и температур.

Сегодня, например, остается плохо определенной граница взаимодействия Эгейской и Анатолийской тектонических микроплит. В ряде исследований их разделение подвергается сомнению. Эти плиты нередко рассматривают как единую Эгейско-Анатолийскую плиту. Наблюдения за движениями земной коры в Эгейском регионе продемонстрировали противонаправленные движения ГНСС-станций, расположенных на бортах предполагаемой дислокации (рис. 1). Впервые получены скорости взаимных движений бортов до и после сильных сейсмических событий $M > 6$ [1, 4].

Недавнее Камчатское мегаземлетрясение 2025 года (M8.8) побудило провести исследование эволюции движений и деформаций земной коры в регионе Курило-Камчатской и Алеутской дуг. Несмотря на то, что сеть ГНСС региона не слишком плотная из-за малого наличия суши и отсутствия донных ГНСС-станций, получены интересные результаты, демонстрирующие поведение движений и деформаций земной коры на протяжении 5 лет перед Камчатским мегазамлетрясением. Создана и опубликована синоптическая анимация эволюции дефицита внутренних движений [3].

На рис. 2 представлена карта горизонтальной деформации дилатации исследуемого региона, накопленной перед Камчатским мегаземлетрясением 2025 года. Можно видеть, что образовались две зоны дилатации растяжения (северо-восточная часть) и сжатия (юго-западная часть). Эта особенность свидетельствует о неоднородном режиме тектоники региона. Южная половина Курило-Камчатской дуги испытывает закономерное сжатие за счет давления Тихоокеанской тектонической плиты. Область Камчатки демонстрирует необычное поведение, преимущественно, растяжения и слабого сжатия в районе восточного побережья острова. Интересным фактом при этом является относительное совпадение области перехода от растяжения к сжатию с гипотетической границей Охотской и Камчатской микроплит. В период подготовки мегаземлетрясения Охотская плита испытывает сжатие, в то время как Камчатская подвергнута растяжению. С областью растяжения согласуется присутствие Центрально-Охотского поднятия, подтверждающего подъем земной коры на геологических масштабах времени.

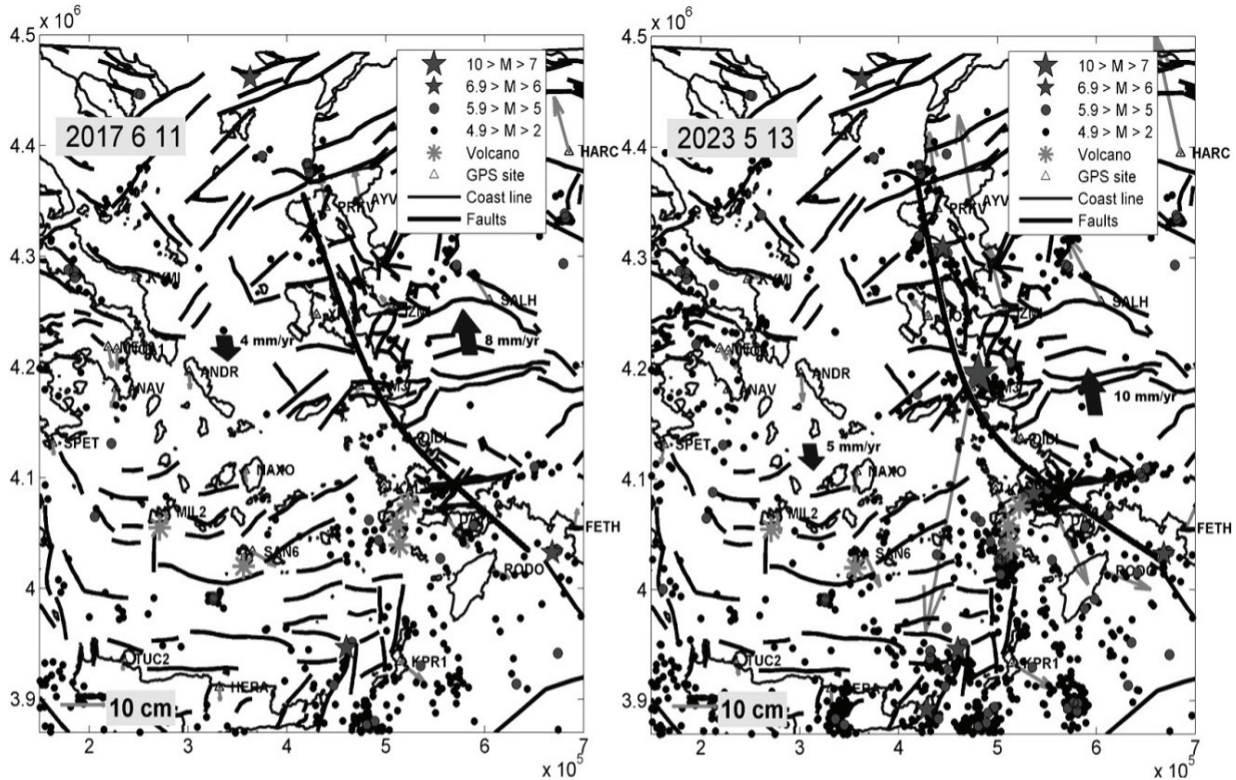


Рис. 1. Уточнение положения границы (жирная плавная линия) взаимодействия Эгейской и Анатолийской тектонических микроплит. Слева – до возникновения сильных землетрясений; справа – после возникновения сильных землетрясений

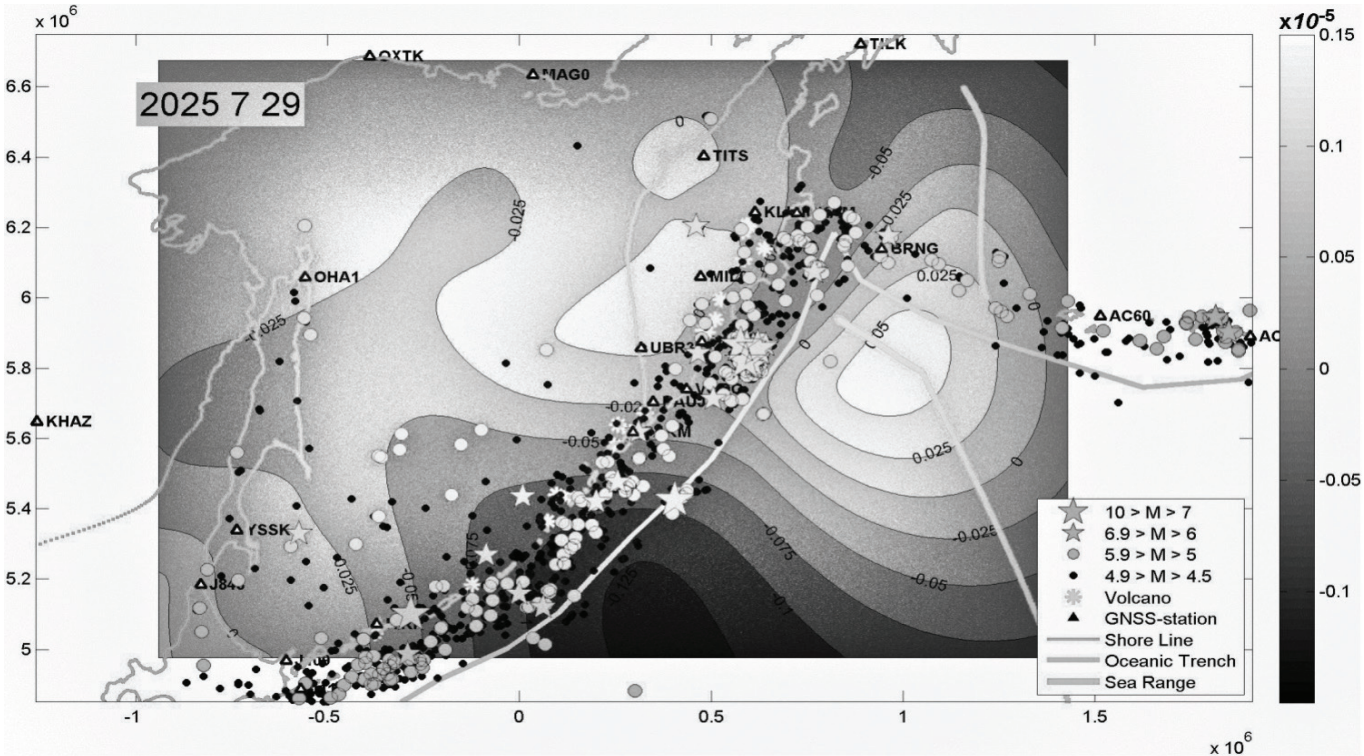


Рис. 2. Накопленная дилатация перед Камчатским мегаземлетрясением 2025 г. Белая аномалия – положительный экстремум в области гайота Мейджи

Неожиданным явился максимум растяжения к востоку от побережья Камчатки, где и произошло недавнее мегаземлетрясение. Это аномальное поднятие совпадает с положением активного мантийного плюма под гайотом Мейджи, силы давления и повышенные температуры которого могут явиться причиной наблюдаемых современных поднятий. Похожая ситуация была выявлена нами в Новой Зеландии [2], где недавно обнаружен гигантский суперплюм, поведение которого, во-видимому, отразилось на подготовке и разрядке сильного землетрясения Кайкоура 2016 г. (M7.8).

Остров Тайвань находится на стыке двух глубоководных желобов Рюкю и Манила. Он подобно Камчатке накрывает территорию их сочленения. Здесь сконцентрирована высокая сейсмическая активность. Анализ эволюции дефицита внутренних движений показал его образование по линии глубинного соединения глубоководных желобов. Сделан вывод о том, что, по-видимому, вся область дефицита внутренних движений, вытянутая по направлению ЮЗ-СВ, маркирует зону критических напряжений земной коры, генерируемых коллизией Филиппинской и Евразийской тектонических плит, на дневной поверхности [5].

Полученные результаты, в совокупности с другими многолетними исследованиями, позволяют констатировать эффективность непрерывных ГНСС-наблюдений для разных аспектов актуотектоники. Обеспечивается возможность регистрировать отклик активизации глубинных источников давления и температур. Собирается информация для регистрации плохо определенных границ тектонических плит, блоков и оценки их взаимных движений. Реализуется возможность отслеживания подготовки сильных сейсмических событий и контроля механизмов их очагов. Пространственно-временная эволюция поверхностной дилатации позволяет следить за перемещениями подлитосферных масс.

Литература

1. *Докукин П.А., Гёк Э., Кафтан В.И., Кафтан И., Шевчук Р.В*. Современные движения и деформации земной коры в регионе Эгейского моря в связи с сейсмичностью и вулканизмом / Под редакцией В.Г. Бондура, Г.И. Долгих, А.А. Родионова. Природные опасности и катастрофы: история, прогноз, защита. СПб.: Изд-во СПбГЭУ, 2025.

2. *Кафтан В.И., Докукин П.А., Маневич А.И., Татаринов В.Н., Шевчук Р.В.* Деформационное взаимодействие сильных землетрясений 2010–2016 гг. в зоне влияния суперплюма Хикуранги (Новая Зеландия) по данным ГНСС-наблюдений // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 1. С.0735. https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-1-0735

3. *Dokukin P.A., Kaftan V.I., Titkov N.N., Chebrov D.V*. Five-Year Evolution of Regional Seismicity and Deficit of Internal Crustal Displacements According

to Gnss Data in Connection with the Kamchatka Megathrust Earthquake of 2025, GCRAS, Moscow, 2025. https://doi.org/10.2205/esdb-kamchatka-2025

4. *Dokukin P., Gök E., Kaftan I., Kaftan V., Shevchuk R.* Evolution of the crustal inner shear deficit in a reference to 2010-2023 Aegean Sea earthquakes // ESDB repository. GCRAS, Moscow, 2024. https://doi.org/10.2205/esdb-aegean-deficit

5. *Kaftan V.I., Melnikov A.Yu., Dokukin P.A.* Evolution of Inner Crustal Displacement Deficit According to the GPS Data in Connection with Seismicity in the Period of 2014–2024 and the Mw=7.4 Hualien Earthquake, Taiwan // Geodynamics & Tectonophysics. 2025. V. 16. N 1. P.0812. doi:10.5800/GT-2025-16-1-0812

А.В. Дронов[1], Ф.А. Салимова[2], Н.Х. Абдиев[3]

Кадомские террейны в структуре герцинид западного сектора Южного Тянь-Шаня

В Зеравшано-Гиссарском блоке Южного Тань-Шаня в серии тектонических чешуй вскрываются разрезы верхнего ордовика, которые по своим характеристикам (литологии, фауне и направленности эволюции осадконакопления) чрезвычайно близки к разрезам Западной, Центральной и Южной Европы, а также Северной Африки и Турции. В Европе это, в частности, Иберийский массив в Испании и Португалии, Арморикансий и Центральный массив во Франции и Богемский массив в Чехии и Германии. Считается, что это части единого микроконтинента Кадомия оторвавшегося от Гондваны в начале ордовика и дрейфовавшего затем в течение ордовика, силура и девона в сторону палеоконтинента Лавруссия [9].

Наиболее изученным из ордовикских разрезов Зеравшано-Гиссара является разрез Шахриомон в Китабском национальном геологическом заповеднике (Узбекистан). Он был открыт и описан еще в 60-е годы и с тех пор интенсивно изучался [4–8]. Разрез имеет мощность 274 м и отвечает верхней части катийского яруса верхнего ордовика. Литологически он представлен зеленовато-серыми полимиктовыми алевролитами с прослоями кварцевых песчаников (обикалонские слои – 94.4 м), гравий-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

[2] «Регионгеология», Государственный комитет по геологии и полезным ископаемым, Ташкент, Узбекистан

[3] Китабский национальный геологический заповедник, Шахрисабс, Узбекистан

ными конгломератами с прослоями туфопесчаников и туфов кварцевых порфиров (обикандинские слои – 93.6 м), толщей кварцевых песчаников (чашманколонские слои – 44.0 м) и биокластическими известняками и доломитами (арчалыкские слои – 32.0 м). Карбонатная часть разреза отвечает кратковременному потеплению в Перигондване перед наступлением Хирнантского оледенения (событие Бода) [10].

Сходное строение имеют разрезы Зирабулакских гор, Кульджуктау, Зеравшана, Магиана, Ягноба, Искандеркуля и Южного Гиссара Зеравшано-Гиссарской горной области [11]. Все они относятся к палеозойскому чехлу Каракумо-Таджикского континента [1, 2]. Обычно Зеравшано-Гиссар рассматривается как южное продолжение Туркестано-Алайского микроконтинента, а последний, в свою очередь, как продолжение Таримского террейна, отколотого от восточной Гондваны [3]. Однако состав и строение разрезов верхнего ордовика говорит о существенном отличии геологической истории Зеравшано-Гиссара и, вероятно, всего Каракумо-Таджикского палеоконтинента от таковой Тарима и платформы Янцзы. Разрезы ордовика Зеравшано-Гиссара демонстрируют сходство с одновозрастными разрезами Кадомских террейнов Средиземноморья, которые были отколоты не от восточной, а от западной Гондваны и не при формировании океана Япетус, а гораздо позже, при его закрытии и формировании океана Рея [9, 12].

Работа выполнена в рамках программы FMMG-2021-0003 ГИН РАН.

Литература

1. *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня // Изд. СПбГУ, 1996. 190 с.

2. *Бискэ Ю.С*. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462.

3. *Буртман В.С*. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое // М.: ГЕОС. 2006. 214 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 570).

4. *Ким А.И.* К стратиграфии отложений ордовика и нижнего лландовери Зеравшано-Гиссарской горной области // Узб. Геол. Журнал. 1963. № 6.

5. *Ким А.И., Апекин Ю.Н., Ерина М.В.* К стратиграфии ордовика и силура Зеравшано-Алайской зоны // Докл. АН СССР. 1975. Т. 220. С. 910–913.

6. *Ким А.И., Апекин Ю.Н., Ерина М.В.* Опорный разрез среднего–верхнего ордовика и нижнего силура (лландовери) урочища Шахриомон (Зеравшано-Гиссарская горная область) / Отв. ред. Соколов Б.С., Елкин Е.А. Пограничные слои ордовика и силура Алтае-Саянской области и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1978. 223 с. (Труды Института геологии и геофизики СО РАН; Вып. 397).

7. *Лаврусевич А.И., Гриненко Г.С., Лелешус В.Л.* К стратиграфии ордовика и нижнего силура Зеравшано-Гиссарской горной области // ДАН Тадж. ССР. 1962. Т. V. № 2.

8. *Лаврусевич А.И., Старшинин Д.А., Лаврусевич В.И., Салтовская В.Д.* Ордовик Зеравшано-Гиссарской горной области // Известия АН Тадж. ССР. 1972. № 1(43). С. 59–66.

9. *Nance R.D., Linnemann U.* The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance // GSA Today, 2008, v. 18, no. 12, doi: 10.1130/GSATG24A.1

10. *Forty R. A., Cocks L.R.M.* Late Ordovician global warming – the Boda event // Geology. 33. P. 405-408.

11. *Kim A.I.*, *Kim I.A., Abduazimova Z.M., Erina M.V., Salimova F.A., Davlatov N.H., Abdiyev N.H., Koldybekov O.Ya., Rustamov, Yangiboev Sh.B.* Ordovician of Uzbekistan // A Global Synthesis of the Ordovician System. Part 2. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2023. V. 533. P. 324–330.

12. *Von Raumer J.F., Stampfli G.M.* The birth of Rheic Ocean – Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios // Tectonophysics. 2008. V. 461. N 1-4.1. P. 9–20.

С.А. Дьякова[1], Н.Д. Сергеева[1], А.В. Куликова[2], К.Р. Миннебаев[2], Р.Р. Ишканова[1]

Результаты U-Pb датирования детритового циркона и возраст пород – источников сноса для молассы венда Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы

Докембрийские молассы в составе ашинской серии Южного Урала выделены в пределах складчатого Урала еще в 50-е годы М.И. Гаранем, затем эти представления развивал Н.С. Шатский [5]. Более полное обоснование и определение взаимоотношений с платформенными аналогами (каировская, шкаповская серии) было предложено Ю.Р. Беккером [1]. Согласно его представлениям, отложения венда Южного Урала (ЮУ) и Восточно-Европейской платформы (ВЕП) формируют структурную пару, представленную одновозрастными складчатыми и нескладчатыми градациями. По современным представлениям [3] к молассе стоит относить отложения басинской, куккараукской и зиганской свит на Южном Урале и соответствующие платформенные аналоги – старопетровскую, салихов-

[1] Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

[2] Казанский (Приволжский) федеральный университет, НОЦ «Геотермохронология» Института геологии и нефтегазовых технологий, Казань, Россия

скую и карлинскую свиты в пределах Восточно-Европейской платформы. Одновозрастность изучаемых отложений установлена уже давно [4]. Корреляция базируется на детальных литологических исследованиях, общем подобии разреза и прослеживании маркирующих горизонтов, а также на основе геофизических исследований.

Выполнено датирование детритового циркона U-Pb методом (LA-ICP-MS) с целью определения возраста пород – источников цирконовой кластики и положения питающих провинций для отложений каировской и шкаповской серий венда ВЕП. Для этих целей выбраны разрезы удаленных друг от друга скважин в пределах Шкапово-Шиханской впадины: Красноусольская – на востоке структуры, вблизи складчатого Урала, и 4 Аслыкульская – на западе, в районе Татарского свода.

Выделение цирконовых монофракций выполнено по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Катодолюминесцентные изображения (CL) получены с помощью микроскопа ZEISS Axio Lab A1 с катодолюминесцентной приставкой CITL MK5-2. Для проведения U-Pb изотопного датирования цирконов использована система лазерной абля ции Analyte Excite (Teledyne Cetac Technologies, США), соединенная с квадрупольным масспектрометром с ионизацией в индуктивно-связанной плазме iCAP Qc (ThermoFisher Scientific, Германия). Исследования проведены в НОЦ «Геотермохронология», КФУ (г. Казань).

Старопетровская свита. Для циркона песчаников старопетровской свиты в скважине Красноусольской характерен широкий возрастной разброс от 3247 до 577.8 млн лет. Потенциальными источниками цирконовой кластики с датировками, отвечающими временным интервалам раннего, среднего и завершающего рифея, предположены интрузивные и вулканогенные образования Южного Урала и Волго-Уральской области. На Южном Урале и сопредельной части ВЕП не выявлены магматические комплексы с вендским (643–603 млн лет) и верхнерифейским (964–851 млн лет) возрастами, но первые присутствуют на Приполярном Урале и Северном Тимане, а вторые – в пределах Свеко-Норвежской области на северо-западе Восточно-Европейской платформы. Для старопетровского бассейна авторы допускают наличие северной питающей провинции. Детритовые цирконы из песчаников, вскрытых Аслыкульской скважиной, имеют исключительно древние (1880 до 3597 млн лет) возрастные характеристики, источником которых предполагаются кристаллические породы фундамента платформы (Татарский свод и другие).

Салиховская свита. Для детритовых цирконов из песчаников салиховской свиты, вскрытых Красноусольской скважиной, в целом сохраняется распределение возрастных характеристик, как и в подстилающих отложениях старопетровской свиты, но увеличивается количество детритовых цирконов с раннерифейскими датировками. Для цирконов из песчаников

салиховской свиты, вскрытых Аслыкульской скважиной, установлено преобладание цирконов, соответствующих позднерифейским и вендским возрастам (протоуральско-тиманский провенанс-сигнал [2]), а также присутствует представительная выборка циркона с датировками завершающего рифея и единичные зерна нижнего и среднего рифея. Преобладание циркона с датировками рифей-вендского возраста указывает на смену питающей провинции для отложений салиховской свиты относительно подстилающих пород старопетровской свиты, где фиксировались исключительно древние возраста цирконов.

Карлинская свита. Для детритовых цирконов из песчаников карлинской свиты, вскрытых Красноусольской скважиной, характерно равномерное распределение датировок в возрастных интервалах от венда до нижнего рифея, ярко выраженные пики отсутствуют. Близкое распределение возрастов имеет циркон из песчаников карлинской свиты, вскрытых Аслыкульской скважиной, но здесь присутствует пик 1186 млн лет, который в пределах ВЕП известен только в магматических породах (0.95–1.22 млрд лет) Свеко-Норвежского орогена.

Таким образом, возрастные датировки детритовых цирконов из отложений старопетровской, салиховской и карлинской свит верхнего венда Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы указывают на формирование отложений за счет разных источников сноса по возрасту и по положению питающих провинций относительно палеобассейна седиментации.

Литература

1. *Беккер Ю.Р.* Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.

2. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С.* Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.

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

4. *Тимергазин К.Р.* Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа: ГГИ БФАН СССР, 1959. 331 с.

5. *Шатский Н.С.* Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы // Стратиграфия позднего рифея и кембрия. 1960. С. 5–15.

А.С. Егоров[1], А.С. Агеев[2], Н.В. Большакова[1], Н.П. Сенчина[1], Д.Д. Секерина[1], А.О. Чазов[1]

Региональные сдвиговые дислокации в структуре земной коры Северной Азии и прилегающих морских акваторий

Мировой опыт изучения фанерозойских складчатых областей свидетельствует о том, что более 60% региональных тектонических границ являются чистыми сдвигами или имеют значимую сдвиговую компоненту с углом вектор-граница от 0 до 65^0 [9]. Исследования тектонических структур Сан-Андреас, Рейнский грабен, Байкало-Становая сдвиговая зона показывают, что разрывные нарушения имеют листрическую морфологию и замыкаются на верхнекоровую зону «хрупко-пластического перехода» (ХПП) [5]. Сдвиговые ансамбли в разрезе осадочных бассейнов, согласно данным сейсморазведки МОВ, часто проявляются в форме, расширяющейся вверх от главного ствола системы дислокаций («flower structure» – структура цветка) [9].

В пределах Северной Азии и прилегающих акваторий выделяются региональные сдвиги разных типов: 1 – границы современных литосферных плит; 2 – формирующиеся границы литосферных плит; 3 – древние секущие или внутриплитные сдвиговые дислокации (рис. 1).

Арктико-Азиатская региональная сдвиговая зона (РСЗ) является связующим звеном трансрегиональной границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, последовательно включающей: спрединговую зону хребта Гаккеля (структура растяжения), Арктико-Азиатскую РСЗ; Алеутскую субдукционную зону (структура сжатия). РСЗ проявляется как система глубинных разрывных нарушений северо-западного и субширотного простираний и многочисленных оперяющих дислокаций с амплитудой смещений до 2–3 км.

Байкало-Становая РСЗ неоген-антропогенового возраста восток-северо-восточного направления, протягивающаяся от оз. Байкал до Охотского моря, классифицирована Ю.Г. Гатинским и Д.В. Рундквистом (2015) как «граница литосферных плит, находящаяся на начальном этапе формирования». Разлом проявляется в форме отдельных магистральных сегментов; большое число второстепенных дислокаций играют роль примыкающих к нему рифтогенных и сдвиговых дислокаций, а также

[1] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия
[2] ООО «Газпромнефть-Снабжение», Санкт-Петербург, Россия

тектонических «перемычек» между отдельными сегментами доминирующего шва [1]. На сейсмическом разрезе в показателях рефлективности в сечении опорного геофизического профиля (геотраверса) 3-ДВ радиальная расслоенность земной коры проявляется в форме чередования субгоризонтальных зон сгущения рефлекторов и сейсмически прозрачных ареалов (рис. 2) [1, 4]. В верхней коре (на глубинах от 9 до 17 км) выделяется высокорефлективный слой мощностью от 3 до 5 км. Авторы интерпретируют эту аномальную структуру как зону ХПП, в пределах которой выполаживаются магистральный разлом и оперяющие его дислокации [1].

Моделирование Охотско-Чукотской РСЗ так же базируется на обширной базе геолого-геофизических съемок (геотраверсы 2-ДВ-М и 1-ОМ). В составе зоны выделяется одноименный магистральный шов и оперяющие его структуры растяжения и сжатия [3], заложение и эволюция которых определяются последовательным развитием восточного фланга Евразийского континента в режиме активной континентальной окраины и коллизии. Активные сдвиговые деформации привели к формированию линейного пояса локальных горстов и грабенов, развивающегося параллельно границам плит в тылу Тихоокеанской субдукционной зоны. Ориентация этих структур соответствует теоретической модели эллипсоида деформации левостороннего сдвига и отражает особенности строения фундамента кайнозойских осадочных депрессий.

Амурская (Монголо-Охотская) РСЗ сформирована в ходе аккреции Сибирского и Сино-Корейского (Амурского) континентов в условиях закрытия Монголо-Охотского океана. Касательный характер столкновения палеоконтинентов, предположительно, привел к высокоамплитудным левосдвиговыми перемещениям блоков, интенсивным деформациям и высокотемпературному метаморфизму взаимодействующих окраин. В сечении регионального профиля ГСЗ-МОВЗ «Кимберлит» моделируется глубинный канал магистрального сдвига, заложенный вдоль южной окраины Станового блока Сибирской палеоплиты с сутурной Амуро-Охотской мегазоной, выполненной комплексами аккреционной призмы [3]. Оперяющие дислокации растяжения, сжатия и сдвига локализуются в разрезе верхней коры.

Пайхой-Алтайская РСЗ прослеживается в плане и в разрезе земной коры по данным потенциальных полей и сейсморазведки. На площади картируется серия сдвигов (ориентированных с северо-запада на юго-восток), которые обрамляются системой деформаций растяжения и сдвига [8, 10]. В разрезе верхней коры сдвиговая зона проявляется как система листрических дислокаций, замыкающихся на верхнекоровую зону ХПП. В разрезе осадочного чехла дислокации сдвиговой зоны по данным сейсморазведки проявляются как «цветковые» структуры шириной до 5 км

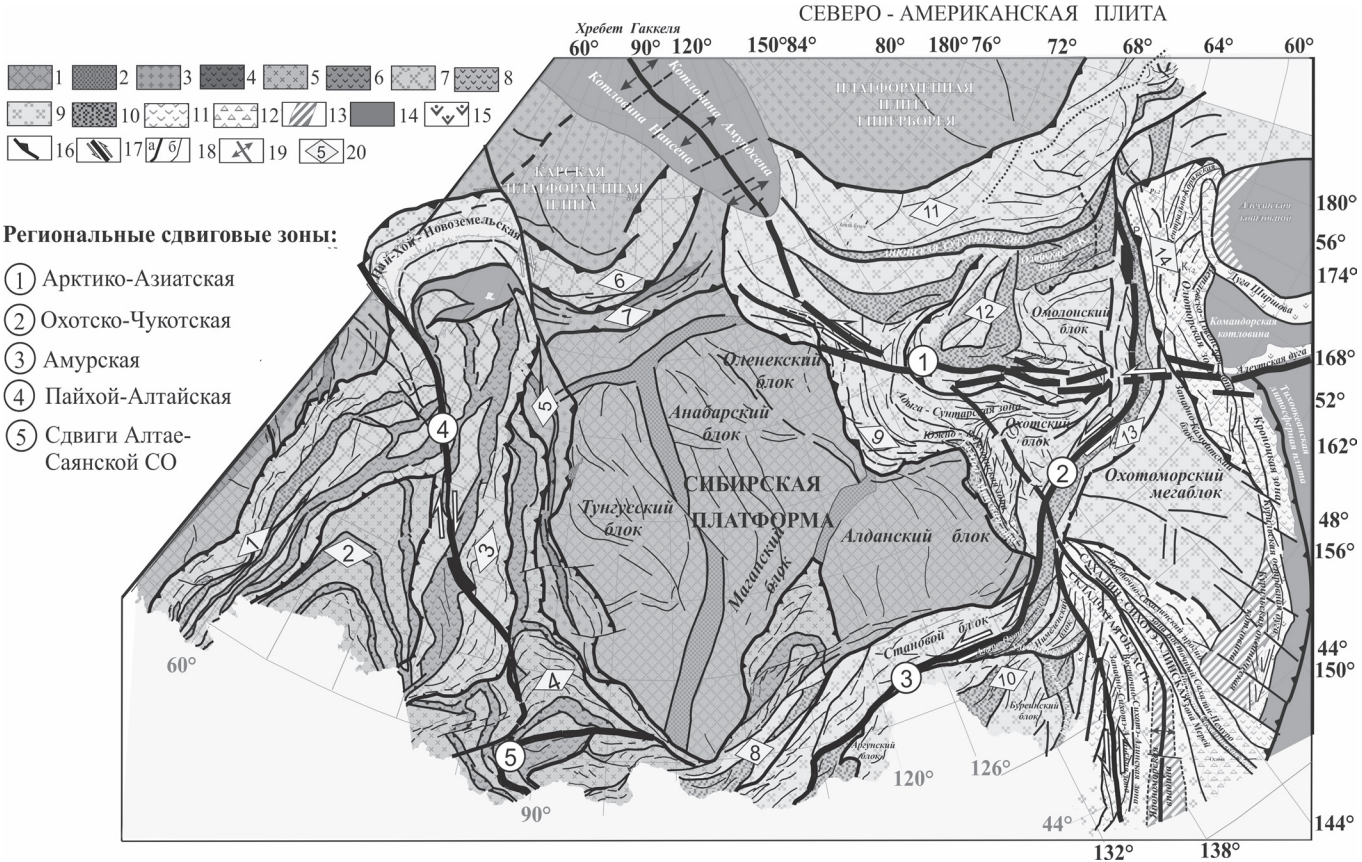

СЕВЕРО - АМЕРИКАНСКАЯ ПЛИТА
Хребет Гаккеля
60° 90° 120° 150°84° 80° 180° 76° 72° 68° 64° 60°
1 2 3 4 5 6 7 8
9 10 11 12 13 14 15
16 17 а б 18 19 5 20
Региональные сдвиговые зоны:
1 Арктико-Азиатская
2 Охотско-Чукотская
3 Амурская
4 Пайхой-Алтайская
5 Сдвиги Алтае-Саянской СО
Котловина Амундсена
Котловина Нансена
ПЛАТФОРМЕННАЯ ПЛИТА ШЕЛЬФА
КАРСКАЯ ПЛАТФОРМЕННАЯ ПЛИТА
Новая Земля
Новосибирские о-ва
Колымская низменность
Омолонский блок
Оленекский блок
Анабарский блок
Тунгусский блок
СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА
Алданский блок
Маганский блок
Становой блок
Охотский блок
Охотоморский мегаблок
Буреинский блок
Ханкайский блок
Командорская котловина
Алеутская дуга
Северо-Охотская впадина
Северо-Сахалинская впадина
Северо-Татарский прогиб
Северо-Татарская впадина
Дерюгинская впадина
Тинromская впадина
Восточно-Сахалинская впадина
Центральная впадина
Западно-Сахалинская впадина
Краевой прогиб
Краевая зона
Северо-Сахалинский прогиб
Северо-Сахалинская впадина
Северо-Сахалинская

Рис. 1. Карта глубинного строения консолидированного фундамента Северной Азии.

1–15 – структурно-вещественные подразделения консолидированной коры: *1, 2* – древних платформ: *1* – блоки с древней континентальной корой, *2* – межблоковые сутурные зоны; *3, 4* – эпибайкальских и эпигренвильских складчатых областей (СО): *3* – блоки, *4* –сутурные зоны; *5, 6* – эпикаледонских СО: *5* – блоки, *6* – сутурные зоны; *7, 8* – эпигерцинских СО: *7* – блоки, *8* – сутурные зоны; *9, 10* – эпикиммерийских СО: *9* – блоки, *10* – сутурные зоны; *11, 12* – эпиальпийских СО: *11* – блоки, *12* – межблоковые зоны; *13* – кора переходного типа «континент–океан» (в т.ч. задуговых бассейнов), *14* – океаническая кора, *15* – островные дуги, *16* – границы СО, *17* – магистральные разломы РСЗ, *18* – разрывные нарушения второго (*а*) и третьего ранга (*б*), *19* – зоны спрединга, *20* – метки складчатых областей: 1 – Уральская, 2 – Казахстанская, 3 – Центрально-Западно-Сибирская, 4 – Алтае-Саянская, 5 – Енисейская, 6 – Таймыро-Североземельская, 7 – Таймырская, 8 – Байкальская, 9 – Верхояно-Колымская, 10 – Амурская, 11– Новосибирско-Чукотская, 12 – Колымо-Омолонская, 13 – Охотско-Чукотская, 14 – Корякско-Камчатская

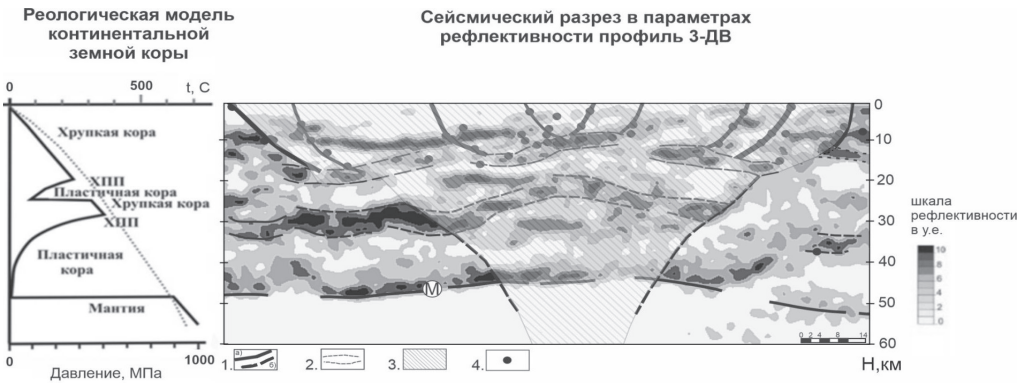


Рис. 2. Ареал развития Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны в сечении опорного профиля глубинного МОВ-ОГТ «1-СБ» (в показателях сейсмической рефлективности) [4].

1 – разрывные нарушения региональной сдвиговой зоны: *а* – верхнекоровые деформации, *б* – границы глубинного канала; *2* – слои повышенной рефлективности (в том числе верхнекоровый слой, отвечающий зоне хрупко-пластического перехода (ХПП)); *3* – ареал развития Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны; *4* – гипоцентры землетрясений

[2, 7]. Они прослеживаются от уровня развития баженовской свиты до консолидированного фундамента.

Алтае-Саянская складчатая область (СО) сформирована в условиях ранне-среднепалеозойской аккреции многочисленных микроплит с корой континентального типа и островных дуг. Аккреция этих геологических объектов происходила со значимой сдвиговой компонентой, что привело к формированию сложной мозаичной структуры блоков и межблоковых сутурных зон с развитием системы пограничных сдвиговых дислокаций. Здесь проявляются как правосдвиговые (Кузнецко-Алатаусский, Телецкий и др.), так и левосдвиговые (Северо-Восточный сдвиг Горного Алтая, Кузнецко-Алтайская и др.) дислокации [6]. Магистральные сдвиги аккумулируют основную долю смещений микроплит. Установлено, что к магистральным сдвигам приурочены крупные рудные узлы и пояса; оперяющие дислокации контролируют расположение рудовмещающих структур.

Заключение

1. На основе интерпретации широкого комплекса геолого-геофизических данных обосновано развитие в пределах Северной Азии и прилегающих акваторий разветвленной сети РСЗ, играющих важную роль в формировании современной тектонической структуры континента. Выделяются: границы современных литосферных плит (Арктико-Азиатская сдвиговая зона); формирующиеся границы литосферных плит (Байкало-Становая сдвиговая зона); древние секущие или внутриплитные сдвиговые дислокации (Пайхой-Алтайская, Монголо-Охотская, дислокации Алтае-Саянской СО).

2. РСЗ в общем случае представляют собой обширный ансамбль тектонических дислокаций, включающий один или несколько магистральных сдвигов и многочисленные оперяющие дислокации растяжения, сжатия и сдвига; пространственное распределение которых адекватно описывается моделями эллипсоида деформации. При этом магистральная и оперяющие дислокации сдвиговых зон локализуются в разрезе верхней коры (до глубин 10–15 км) в форме листрических разломов, выполаживающихся на верхнекоровых зонах ХПП.

3. В разрезах осадочного чехла сдвиговые зоны проявляются обширным ансамблем дислокаций растяжения, сжатия и сдвига, замыкающихся на единый глубинный канал «структуры цветка».

Литература

1. *Агеев А.С., Егоров А.С.* Особенности глубинной морфологии Байкало-Становой региональной сдвиговой зоны по результатам комплексной интер-

претации площадных и глубинных геолого-геофизических данных // Региональная геология и металлогения. № 7. 2018. С. 19–23.

2. *Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И.* Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–11.

3. *Егоров А.С., Большакова Н.В., Калинин Д.Ф.* Роль сдвиговых дислокаций в формировании нефтегазоперспективных структур северного фланга Охотской нефтегазоносной провинции // Записки Горного института. 2025. Т. 276. Вып. 1. С. 3–15. EDN HDWEBO.

4. Оперативный сейсмологический каталог Геофизической службы Российской академии наук 1963–2015.URL: http://ebooks.wdcb.ru/2013BS010/2013BS010.pdf (10.05.2025)

5. *Романюк Т.В., Власов А.Н., Мнушкин М.Г., Михайлова А.В., Марчук Н.Н.* Реологическая модель и особенности напряженно-деформированного состояния региона активной сдвиговой разломной зоны на примере разлома Сан-Андреас (Калифорния). Статья 2. Тектонофизическая модель литосферы // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2013. № 2. С. 3–17.

6. *Секерина Д.Д., Егоров А.С., Дергилева Е.А.* Закономерности локализации структур каледонского и герцинского орогенеза Рудного Алтая / Региональная геология и металлогения. 2023. № 93. С. 52–62.

7. *Тимурзиев А.И.* Особенности контроля продуктивности скважин на месторождениях Западной Сибири, осложненных структурами горизонтального сдвига // Нефтяное хозяйство. 2010. № 10. С. 76–80.

8. *Egorov A., Antonchik V., Senchina N. et al.* Impact of the Regional Pai-Khoi-Altai Strike-Slip Zone on the Localization of Hydrocarbon Fields in Pre-Jurassic Units of West Siberia// Minerals. 2023. N 13. P. 1511. DOI: 10.3390/min13121511

9. *Park R.G.* Geological Structures and Moving Plates. Glasgow, London, UK: Blackie, 1988. 337 p.

10. *Sekerina D.D., Saitgaleev M.M., Senchina N.P., Glazunov V.V., Kalinin D.F., Kozlov M.P., Ismagilova E.I.* Role of strike-slips and graben-rifts in controlling oil and gas reservoirs in deep horizons of the Russko-Chaselsky Ridge (West Siberian Province) // Mining Science and Technology (Russia). 2025. V. 10. N 2. P. 109–117. https://doi.org/10.17073/2500-0632-2025-02-399.

А.С. Егоров[1], А.О. Чазов[1]

Трансформация глобальной границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит от спрединговой зоны хребта Гаккеля к Арктико-Азиатской региональной сдвиговой зоне

Исследуемый регион представляет собой уникальный пример преобразования морфокинетического типа границы Евразийской и Северо-Американской плит от спрединговой зоны хребта Гаккеля, характеризующейся обстановкой растяжения, к Арктико-Азиатской сдвиговой зоне, далее переходящей к Алеутской субдукционной зоне, которая характеризуется обстановкой сжатия (рис. 1). Сложный характер взаимодействия литосферных плит обусловил формирование специфичной структуры тектонических дислокаций на шельфе моря Лаптевых и прилегающих участках континента.

Срединно-океанический хребет (СОХ) Гаккеля характеризуется классическим для СОХ распределением деформаций: (1) растяжения продольные к оси спрединга ориентированные параллельно хребту и (2) трансформных дислокаций, пересекающих хребет под близким к прямому углу. Авторы полагают, что южной границей этой структуры является одна из трансформ, трассируемая на основании данных потенциальных полей и батиметрии между 76° и 78° с.ш.

Южнее этой границы по результатам анализа гравиметрических, магнитометрических [1] и батиметрических данных [2], а также с учётом распределения очагов землетрясений [3, 4] и их фокальных механизмов [5], картируется система субпараллельных дислокаций, ориентированных в юг-юго-восточном направлении. Особенности структуры этих дислокаций является наличие не менее 4 магистральных швов, каждая из которых с севера ограничивается южной трансформой. Южнее эти дислокации испытывают поворот в сторону хребта Черского на границе. В конечном счете эти дислокации прослеживаются до Алеутской субдукционной зоны через структуры Колымо-Омолонской и Охотско-Чукотской складчатых областей [6].

Таким образом, трансформация границы от обстановки растяжения к обстановке транспресии происходит на шельфе моря Лаптевых, где землетрясения концентрируются не вдоль одной оси, как на хребте Гаккеля и в Арктико-Азиатской региональной сдвиговой зоне, а рассредоточены в

[1] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

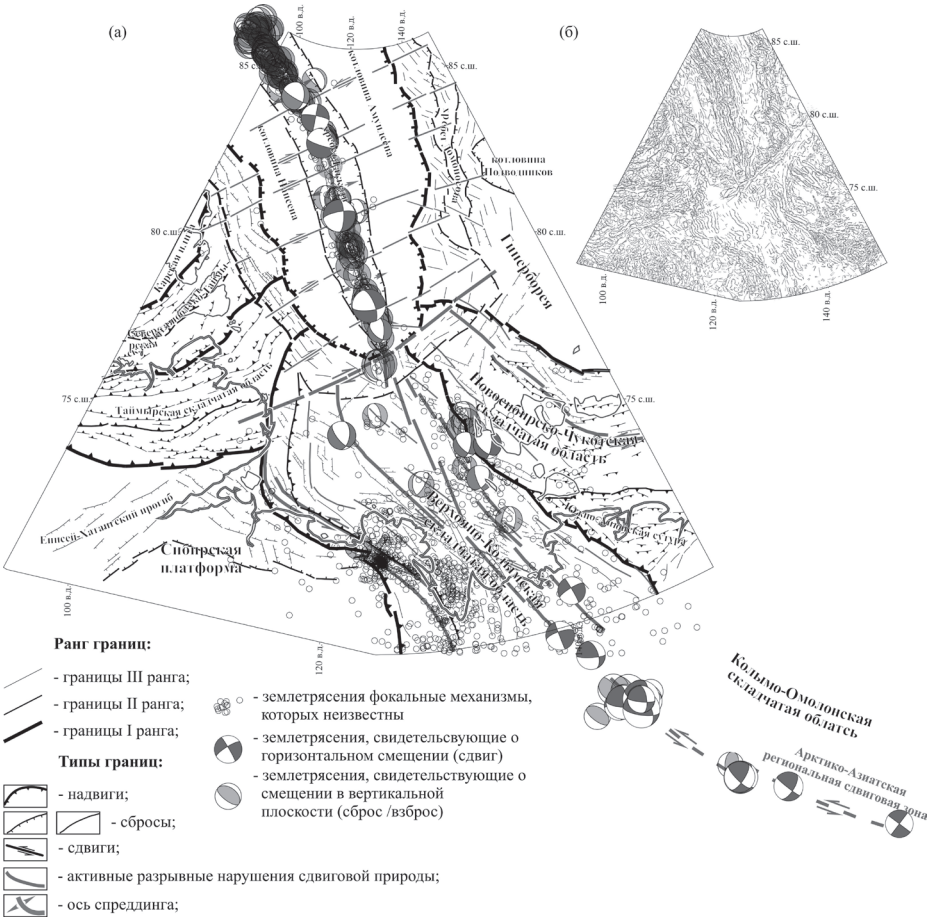


Рис. 1. Тектоническая схема региона и система разрывных нарушений на границе Евразийской и Северо-Американской плит (а) и система линеаментов, трассированных по данным потенциальных полей и батиметрии (б)

пределах шельфа Лаптевоморского шельфа и прилегающей суше. Трансформация границы происходит через систему дислокаций, состоящей из нескольких магистральных швов, вероятно, сдвиговой природы. Вдоль этих швов концентрируются землетрясения и линеаменты, трассированные по данным потенциальных полей и батиметрии.

Анализ кинематики позволил предположить левосторонний характер этих дислокаций. Об этом свидетельствует ориентация оперяющих рифтогенных структур, которым были закартированы по комплексу геофизических данных. Эти структуры ориентированы (1) параллельно ма-

гистральным швам и (2) в северо-западном направлении (трещины отрыва, направленные ортогонально оси растяжения). Размер рифтогенных структур варьируется от <100 до 400 км вдоль длинной оси и 10–50 км поперёк. Система этих дислокаций определяет морфологию осадочного чехла и его мощность, которая меняется от <1 км на востоке Лаптевоморского шельфа и достигает 14 км в Усть-Ленском рифте [7]. В южной части шельфа и прилегающей суши находится узловая зона, где граница Евразийской и Север-Американской плит плавно трансформируется в Арктико-Азиатскую сдвиговую зону.

Такая модель трансформации границы плит может быть объяснена ротационной моделью тектоники плит, как это было описано в работах [8], в которых полюс вращения Евразийской и Северо-Американской за 30 млн лет сместился на юг в район бухты Буор-Хая. К северу от полюса преобладают деформации растяжения, а к югу и юго-востоку – деформации сжатия. Ротация плит в полной мере объясняет наблюдаемые структуры региона, а сдвиговые зоны являются ключевым элементом, обеспечивающим перераспределение напряжений в земной коре.

Литература

1. *Глебовский В.Ю., Черных А.А., Каминский В.Д., Васильев В.В., Корнева М.С., Суханова А.В., Редько А.Г., Яковенко И.В.* Основные итоги и планы дальнейших магнитометрических и гравиметрических исследований в Северном Ледовитом океане. 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова. Сб. научных трудов. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 229–238.

2. GEBCO General Bathymetric Chart of the Oceans. URL: https://www.gebco.net

3. База данных «Землетрясения России» /Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизическая служба Российской академии наук. URL: http://eqru.gsras.ru

4. ANSS Comprehensive Earthquake Catalog (ComCat) / United States Geological Survey. URL: https://www.usgs.gov/tools/search-earthquake-catalog

5. International Seismological Centre (2024), Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre, January–June. 2021. 58(I).

6. *Егоров А.С.* Тектоническое районирование российской Арктики и смежных регионов с учетом особенностей глубинного строения земной коры и возраста складчатости // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы L Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2018. С. 158–161.

7. *Кирилова-Покровская Т.А.* Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточнен-

ной оценки его углеводородного потенциала // Разведка и охрана недр. 2017. Т. 10. С. 30–38.

8. *Imaeva L.P., Imaev V.S., Mel'Nikova V.I., Koz'Min B.M.* Recent structures and tectonic regimes of the stress–strain state of the Earth's crust in the northeastern sector of the Russian Arctic region // Geotectonics. 2016. V. 50. № 6. P. 535–552.

А.А. Елисеев[1], Д.В. Метелкин[2]

Магнитостратиграфия абинской серии Кузнецкого прогиба и его палеотектоническое положение на рубеже перми и триаса

Стратифицированные толщи крупных изверженных провинций (LIP) являются уникальным архивом истории магнитного поля Земли. При этом палеомагнитные исследования таких разрезов не только помогают в деталях расшифровать изменение главных характеристик магнитного поля прошлого, но и дают ценнейшую информацию о возрасте, продолжительности и интенсивности плюмового магматизма. Крупнейшим по объему изверженных пород магматическим архивом на территории России является Сибирская LIP пермо-триасового возраста [1]. Наиболее южным проявлением эволюции пермо-триасового плюма являются траппы Кузнецкого прогиба в пределах Алтае-Саянской складчатой области. Объем базальтоидного магматизма на этой территории сравнительно невелик, однако удовлетворительная обнаженность и доступность разрезов, делает его одним из важнейших ареалов для изучения Сибирского плюмового события и эволюции магнитного поля Земли на рубеже перми и триаса. Одной из главных нерешенных задач, связанных с траппами Кузнецкого прогиба, является обоснование длительности эпизода эффузивного магматизма, его корреляция с другими ареалами Сибирской LIP. Согласно современным оценкам, длительность главной вулканической фазы Норильского и Меймеча-Котуйского магматических ареалов не превышала 1–2 млн лет [7, 11, 15]. Соответственно, стратиграфические и даже прецизионные геохронологические методы в силу их разрешающей способности не могут обеспечить детальное расчленение и сопоставление

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

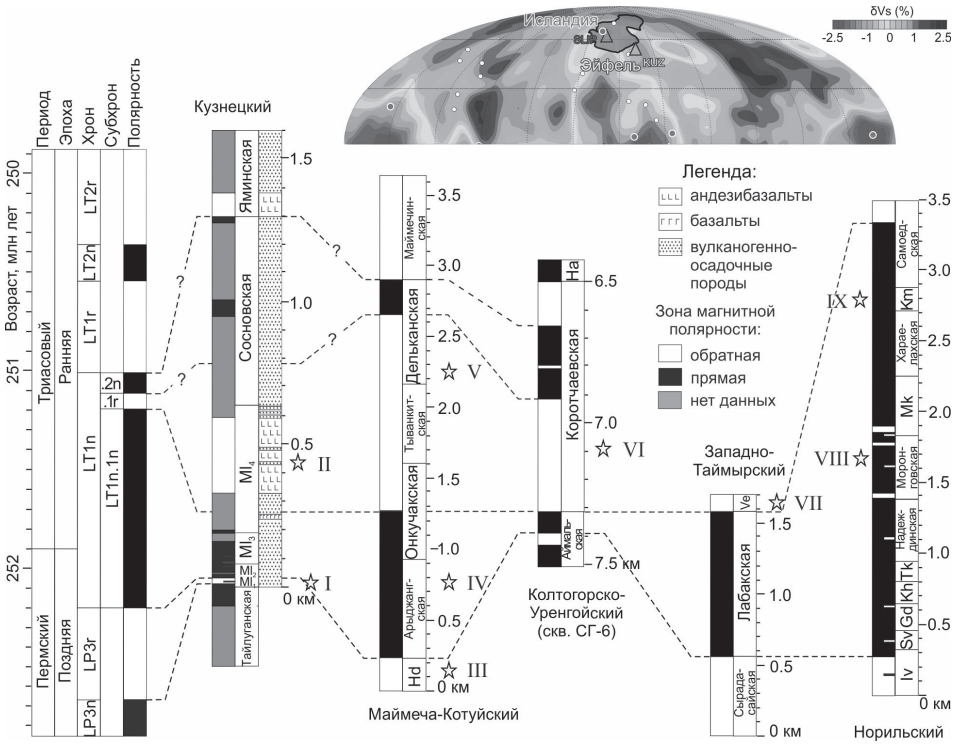


Рис. 1. Сопоставление магнитополярных разрезов Сибирской LIP со сводной шкалой магнитной полярности для поздней перми – раннего триаса по [9] (слева) и реконструированное положение Сибири (сверху) (широта определена по палеомагнитным данным [2], долгота – согласно гипотезе фиксированных горячих точек). Магнитостратиграфичекий разрез Кузнецкого ареала по [2, 8] Маймеча-Котуйского по [13], Колтогорско-Уренгойского (скв. СГ-6) по [3], Западно-Таймырского по [10] и Норильского по [14, 5].

Звездочками с римскими цифрами показано место геохронологического опробования, а также возраст в млн лет и использованный метод: I – 252.33±0.08, 252.65±0.08, 252.78±0.06 U-Pb [8]; II – 250.3±0.7, 250.7±0.6 ^{40}Ar-^{39}Ar [15]; III – 252.2±0.1 U-Pb [7]; IV – 251.7±0.4 U-Pb [11]; V – 251.1±0.3 U-Pb [11], 251.5±0.1, U-Pb [7]; VI – 251.2±2 ^{40}Ar-^{39}Ar [6]; VII – 251±0.7 ^{40}Ar-^{39}Ar [15]; VIII – 251.2±0.3 U-Pb [11]; IX – 250.3±1.1 ^{40}Ar-^{39}Ar [15].

Буквами в колонках обозначены свиты: Hd – хардахская, Ha – хадырьяхская, Ve – верхнетамская, Iv – ивакинская, Sv – сыверминская, Gd – гудчихинская, Kh – хаканчанская, Tk – туклонская, Mk – мокулаевская, Km – кумгинская; подсвиты мальцевской свиты: Ml_1 – таракинихинская, Ml_2 – барсучинская, Ml_3 – кедровская, Ml_4 – рябокаменская. Треугольниками показаны предполагаемые центры Сибирской крупной изверженной провинции (SLIP) и ее Кузнецкого магматического ареала (KUZ)

разрезов удаленных друг от друга ареалов. Палеомагнитный метод, при наличии достоверно откалиброванной магнитохронологической шкалы является гораздо более прецизионным подходом для решения вопросов стратиграфии и эволюции магматизма, обеспечивающим выявление и датирование интервалов вулканических разрезов, сформированных в течение сотен тысяч лет.

В основу настоящего исследования легла коллекция андезибазальтов и вулканогенно-осадочных пород абинской серии (мальцевская, сосновская и яминская свиты). По результатам петромагнитного анализа установлено, что основным носителем намагниченности в андезибазальтах является титаномагнетит с однодоменной и псевдооднодоменной структурой, температурами Кюри от 250 до 420 °C и величиной постоянной решетки от 0.843 до 0.847 нм. На микроснимках, сделанных с помощью электронного микроскопа, были обнаружены мелкие зерна титаномагнетита субмикронного размера, «запечатанные» в силикатной матрице, что гарантирует сохранность первичной термоостаточной намагниченности. Первичность палеомагнитной записи также подтверждается положительными полевыми тестами складки, обращения, галек [2] и обжига [4].

В результате синтеза полученных [2] и литературных [8] данных была построена магнитостратиграфическая колонка всего разреза абинской серии (рис. 1). Установлено, что в нем сохранилась запись как минимум шести магнитозон, что кардинально меняет существовавшие представления о кратковременности магматизма в этом регионе. Корреляция с Глобальной шкалой магнитной полярности (GPTS) показала, что формирование абинской серии происходило в интервале 252.8–250.6 млн лет и охватило четыре магнитохрона: LP3n, LP3r, LT1n и LT1r.

Особый интерес представляет пересмотр хронологии главной вулканической фазы. Наша магнитостратиграфическая корреляция свидетельствуют, что основной объем андезибазальтовых покровов мальцевской свиты формировался не в инициальную стадию Сибирской LIP (аналог ивакинской свиты Норильска), а значительно позже – в течение короткого субхрона LT1n.1r (251.2–251.1 млн лет), причем продолжительность этого импульса не превышала 100 тысяч лет. Второй, более поздний импульс магматизма – андезибазальтовый покров яминской свиты сформировался во время хрона LT1r (251–250.6 млн лет назад). Таким образом, трапповый магматизм в Кузнецком прогибе был не моноимпульсным, а как минимум двухфазным, разделенным периодом относительного вулканического покоя (сосновская свита) длительностью более 0.1 млн лет. Межрегиональная корреляция позволяет утверждать, что мальцевские андезибазальтовые покровы синхронны верхам самоедской свиты Норильского ареала, верхнетамской свиты Западно-Таймырского ареала, верхам онкучакской, тыванкитской и низам дельканской свит Маймеча-Котуйского

района и низам коротчаевской свиты Колтогорско-Уренгойского ареала. Наше исследование демонстрирует, что палеомагнитный метод обладает уникальной разрешающей способностью для детальной корреляции и датирования событий в рамках крупных изверженных провинций, дополняя существующие геохронологические и другие подходы. Полученные данные свидетельствуют, что вулканическая активность на периферии Сибирской LIP была более продолжительной и сложно организованной, чем считалось ранее.

Полученный референтный палеомагнитный полюс для рубежа перми и триаса (Plat = 59.0°, Plon = 160.3°, A95 = 5.7°) мало отличается от среднего по наиболее изученному Маймеча-Котуйскому ареалу Сибирской LIP и представляет ценность для палеотектонических реконструкций. В соответствии с построениями [12 и др.] Сибирская LIP связана с пермо-триасовым проявлением активности Исладского плюма, расположение которого согласно гипотезе фиксированных горячих точек, стационарно во времени. Мы полагаем, что центральное место, непосредственно над Исландской горячей точкой 250 млн лет назад, занимала территория Маймеча-Котуйского ареала. Тогда территория Кузнецкого прогиба, исходя из нашей реконструкции, оказывается над горячей точкой Эйфель.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект 25-17-00040).

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Пермотриасовый магматизм в Евразии как отражение суперплюма // ДАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.

2. *Елисеев А.А., Метелкин Д.В., Абашев В.В., Михальцов Н.Э., Виноградов Е.В., Брагин В.Ю.* Палеомагнетизм абинской серии Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) в связи с проблемой формирования Сибирской крупной магматической провинции // Геология и геофизика. 2024. Т. 65. № 4. С. 533–551.

3. *Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И.* Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 327–339.

4. *Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В.* Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1107–1120.

5. *Михальцов Н.Э., Казанский А.Ю., Рябов В.В., Шевко А.Я., Куприш О.В., Брагин В.Ю.* Палеомагнетизм траппов северо-западной части Сибирской плат-

формы по результатам исследований керна // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1595–1613.

6. *Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Травин А.В.* Пермотриасовые вулканиты Колтогорско-Уренгойского рифта Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. Р. 4–20.

7. *Burgess S.D., Bowring S.A.* High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Sci. Adv. 2015. V. 1. P. e1500470.

8. *Davydov V.I., Karasev E.V., Nurgalieva N.G., Schmitz M.D., Budnikov I.V., Biakov A.S., Kuzina D.M., Silantiev V.V., Urazaeva M.N., Zharinova V.V., Zorina S.O., Gareev B.I., Vasilenko D.V.* Climate and biotic evolution during the Permian-Triassic transition in the temperate Northern Hemisphere, Kuznetsk Basin, Siberia, Russia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2021. V. 573. Art.110432.

9. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* Geological Time Scale. Elsevier, 2020. 1390 p.

10. *Gurevitch E.L., Westphal M., Daragan-Suchov J., Feinberg H., Pozzi J.P., Khramov A.N.* Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (Northern Siberia) and the PermoTriassic crisis // Earth Plan. Sci. Let. 1995. V. 136. P. 461–473.

11. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.* Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 75–91.

12. *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth Sci. Rev. 2010. V. 102. N 1-2. P. 29–59.

13. *Latyshev A.V., Fetisova A.M., Veselovskiy R.V.* Linking Siberian Traps LIP emplacement and endPermian mass extinction: evidence from magnetic stratigraphy of the Maymecha-Kotuy volcanic section // Geosciences. 2020. V. 10. N 8. Art.295.

14. *Lind E., Kropotov S., Czamanske G., Gromme S., Fedorenko V.* Paleomagnetism of the Siberian flood basalts of the Noril'sk area: A constraint on eruption duration // Int. Geol. Rev. 1994. V. 36. N 12. P. 1139–1150.

15. *Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 277. P. 9–20.

А.В. Ершов[1], **А.М. Никишин**[1]

Пространственная геоморфологическая и магматическая продольная сегментация срединно-океанических хребтов как следствие развития неустойчивости Рэлея-Тейлора

Продольная геоморфологическая, магматическая и тектоническая сегментация осевых зон срединно-океанических хребтов активно исследовалась на протяжении последних 40 лет (см. обзоры [1, 2, 3]). Сегментация может быть выражена геоморфологически – в периодических вариациях рельефа осевой зоны хребта, а также наличии поперечных осевой зоне геоморфологических хребтов, чередующихся с определенным пространственным периодом; магматически – как чередование магматических центров в пределах осевой зоны медленных и ультрамедленных хребтов и тектонически – в пространственной периодичности трансформных разломов. Продольная сегментация отчетливо проявлена на хребтах, характеризующихся различной скоростью спрединга: от ультрабыстрых (Восточно-Тихоокеанское поднятие, скорость раздвига 80–115 мм/год), быстрых (хребет Хуан де Фука, скорость раздвига около 60 мм/год), средних (Срединно-Атлантический хребет) до медленных (хребты Мона и Книповича, скорость раздвига 20 мм/год) и ультрамедленных (хребет Гаккеля, скорость раздвига 6–15 мм/год). Пространственный период различен для разных хребтов, и варьируется в пределах от 50 до 150 км.

В литературе были предложено несколько различных моделей, объясняющих возникновение такой сегментации: за счет термального влияния трансформных разломов, за счет отклика литосферы на термальные напряжения или тектонического отклика литосферы на косое направление спрединга, за счет различия в степени плавления астеносферы в окрестности трансформных сдвигов и в зонах сочленения сегментов осевых рифтов, и за счет развития неустойчивости Рэлея-Тейлора в магматической камере. Однако, большинство предложенных моделей были лишь качественными, вследствие чего отсутствовали критерии, позволяющие отдать предпочтение какой-либо одной из этих моделей.

Ультрамедленный хребет Гаккеля обладает некоторыми уникальными характеристиками, позволяющими дискриминировать предложенные модели и выбрать наиболее предпочтительную из них.

Во-первых, это самый медленный хребет на Земле, скорость его раздвига находится в пределах от 6 до 15 мм/год. Как следствие, восточная часть хребта Гаккеля представляет собой чередование амагматических

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

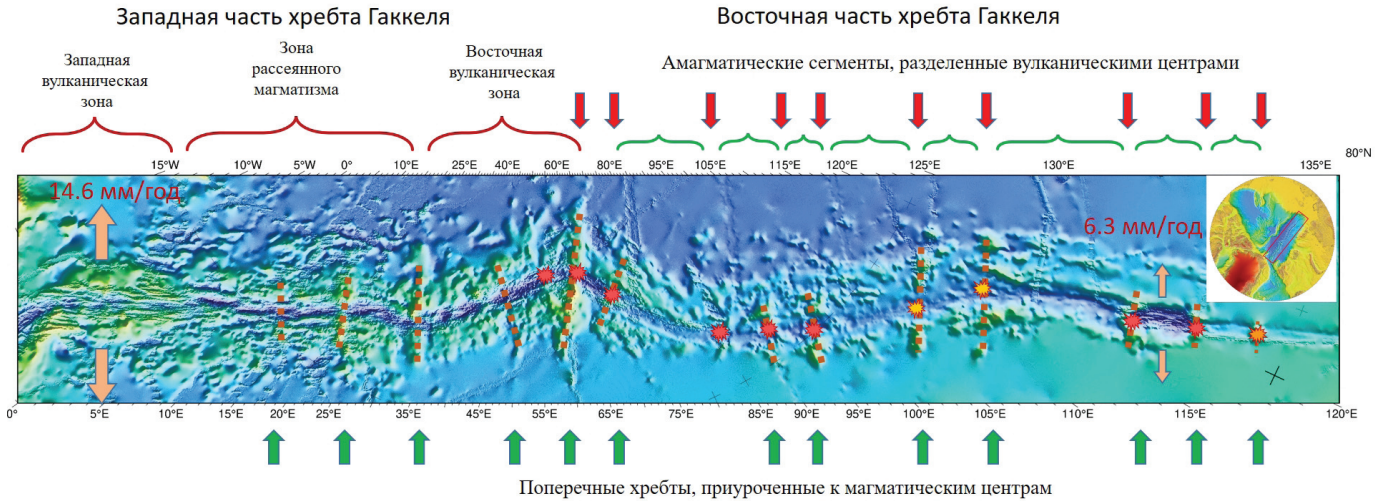
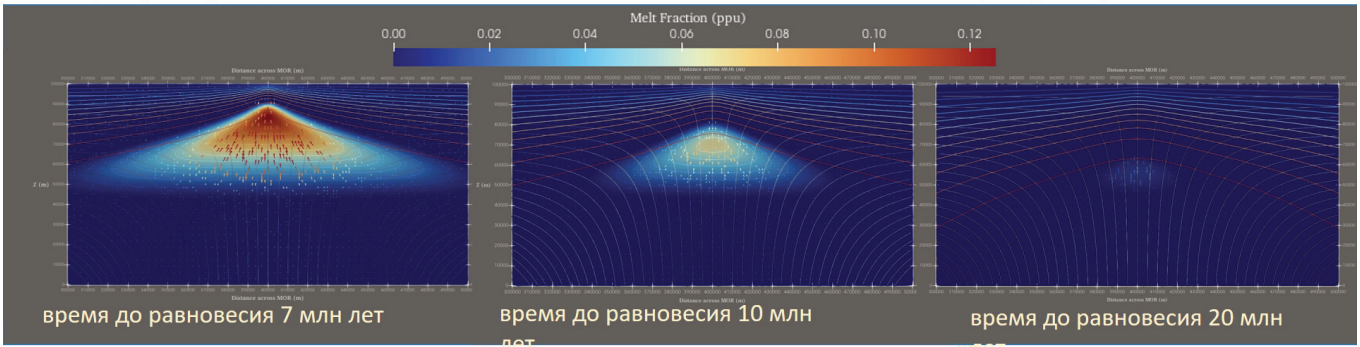


Рис. 1. Батиметрия хребта Гаккеля. Звездочки – расположение вулканических центров в восточной части хребта. Пунктирные линии – поперечные хребты

а) скорость раздвига 20 мм/год б) скорость раздвига 14 мм/год в) скорость раздвига 8 мм/год



г) профиль вдоль восточной части хребта Гаккеля: формирование магматических центров

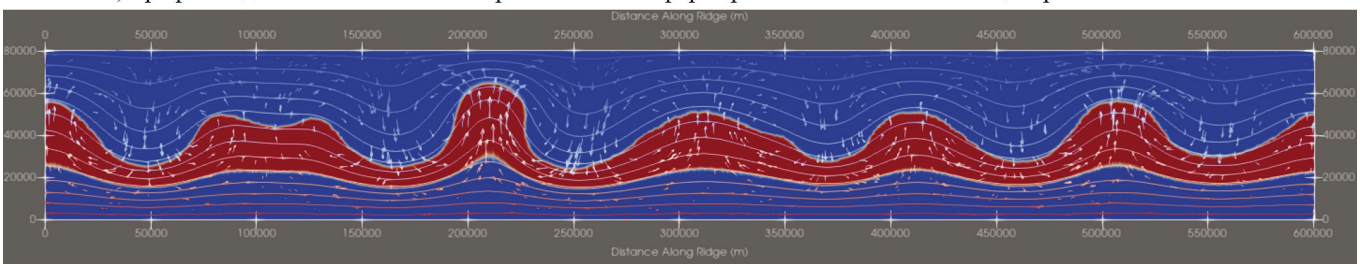


Рис. 2. Результаты моделирования эволюции магматической камеры под срединно-океаническим хребтом. а–в – разрезы поперек хребта через 20 млн лет после начала спрединга при различных скоростях раздвига: а – 20 мм/год, б – 14 мм/год, в – 8 мм/год; цветом показана доля базальтового расплава в перидотите, субвертикальные линии – линии течения мантийных пород при спрединге, субгоризонтальные линии – изотермы, стрелки – направления фильтрации расплава; г – разрез вдоль хребта через 9 млн лет после формирования магматической камеры, красным цветом показана область наличия расплава, стрелки – направления течения пород мантии, линии – изотермы

сегментов, разделенных вулканическими центрами (рис. 1). К вулканическим центрам приурочены хорошо проявленные поперечные геоморфологические хребты, пространственный период чередования которых в среднем составляет около 100 км. Глубинные магнитотеллурические исследования строения литосферы и астеносферы в восточной части хребта Гаккеля [4] показали наличие единственной магматической камеры (зоны наличия расплава) под амагматическими сегментами хребта, кровля которой расположена на глубинах около 40–50 км. Под магматическими центрами, имеются две магматических камеры (зоны повышенной степени частичного плавления), одна из которых – первичная, расположена на глубинах 50–70 км, другая – на глубинах 20–40 км. Магматические центры, характеризуемых также наличием утолщенной коры.

Во-вторых, направление раздвига хребта Гаккеля почти ортогонально его оси, что обусловило отсутствие выраженных трансформных разломов, характерных для хребтов с косым спредингом. Отсутствие трансформных разломов позволяет сразу отбросить модели, в которых сегментация срединно-океанических хребтов объясняется их наличием. Наличие единственной глубинной магматической камеры под амагматическими сегментами позволяет отбросить модели, в которых сегментация объясняется процессами во вторичном малоглубинном магматическом резервуаре.

Таким образом, наиболее вероятной оказывается модель неустойчивости Рэлея-Тейлора [5]. Неустойчивость Рэлея-Тейлора или плотностная неустойчивость – это самопроизвольное нарастание возмущений в двуслойной жидкости, где верхний более плотный слой расположен над нижним менее плотным слоем. При этом мы обладаем критерием, позволяющим численно подтвердить или опровергнуть эту модель, а именно – величиной пространственного периода чередования магматических центров и поперечных геоморфологических хребтов. Модель неустойчивости Рэлея-Тейлора позволяет оценить пространственный период наиболее быстро растущего возмущения границы двух жидкостей. Совпадение модельного периода с наблюдаемым будет свидетельством в пользу этой модели, а их несовпадение вынудит нас отвергнуть модель.

Мы выполнили численное моделирование эволюции срединно-океанического хребта. Расчет был выполнен с использованием численного кода ASPECT v.3.0.0 (https://aspect.geodynamics.org). В ходе численного моделирования решались две основные проблемы: 1) объяснить локализацию зоны частичного плавления мантии на глубинах около 40 км под хребтом в восточной части хребта Гаккеля и 2) объяснить пространственную периодичность расположения магматических центров и оценить величину периода.

В первой задаче численный расчет учитывал следующие процессы: вязкое течение вещества мантии (на основе решения уравнения Навье-Стокса),

теплоперенос за счет теплопроводности и адвекции, декомпрессионное плавление перидотита, фильтрация образовавшегося в ходе декомпрессионного плавления расплава. Результаты расчета для трех различных скоростей раздвига представлены на рис. 2, а–в. Цветом показана доля расплава, присутствующая в мантийных породах. В процессе раздвига хребта происходит подъем мантийного вещества к поверхности, сопровождаемый его декомпрессионным частичным плавлением. Первичная магматическая камера (зона частичного плавления) возникает на глубинах около 40–60 км, где выполняются условия для декомпрессионного плавления. При сравнительно больших скоростях спрединга доля частичного плавление достаточно высока – более 10%, рис. 2, а), вследствие чего начинается фильтрация расплава вверх, что приводит к подъему верхней границы первичной магматической камеры и образованию вторичной малоглубинной магматической камеры и формированию океанической коры. При низких скоростях раздвига (рис. 2, в) доля частичного плавления очень мала – менее 1% для скоростей раздвига, характерных для восточной части хребта Гаккеля. Это делает невозможной восходящую фильтрацию расплава, в результате чего вторичная магматическая камера не возникает, а первичная магматическая камера остается локализованной на больших глубинах – 30–50 км. Это то, что мы видим по данным магнитотеллурических исследований под амагматическими сегментами восточной части хребта Гаккеля. Каким же образом формируются магматические центры в этом случае?

Для моделирования процесса формирования магматических центров хребта Гаккеля мы выполнили расчет модели течения по профилю, ориентированному вдоль хребта. Модель учитывала вязкое течение вещества мантии (путем численного решения уравнения Навье-Стокса) и теплоперенос за счет теплопроводности и адвекции. Исходная конфигурация представляла собой прямоугольную область 600×100 км, с адиабатическим распределением температур и физическими свойствами, характерными для перидотита, в которой на глубинах 40–60 км была задана зона частичного плавления, характеризуемая пониженной вязкостью и пониженной плотностью, по сравнению с вмещающими породами. Результаты расчета проиллюстрированы на рис. 2, г. Расчет демонстрирует возникновение неустойчивости Рэлея-Тейлора в первичной магматической камере, что ведет к локализованному подъему расплава, что в итоге приводит к возникновению локализованных магматических центров, разделенных амагматическими участками. Расстояние между магматическими центрами зависит от глубин верхней и нижней границ магматической камеры. Полученный в модели пространственный период чередования магматических центров составляет в среднем около 100 км, что идеально согласуется с наблюдаемым пространственным периодом чередования магматических центров восточной части хребта Гаккеля.

Это согласие расчета с наблюдениями позволяет нам с уверенностью утверждать, что продольная геоморфологическая и магматическая сегментация восточной части хребта Гаккеля обусловлена развитием неустойчивости Рэлея-Тейлора в глубинной первичной магматической камере. Этот механизм формирования продольной сегментации СОХ не ограничен только медленными и ультрамедленными хребтами; наличие продольной сегментации для хребтов с большей скоростью спрединга (вплоть до ультрабыстрых) свидетельствует в пользу универсальности этого механизма. По-видимому, на ранних этапах заложения хребта, когда формируется первичная глубинная магматическая камера, неустойчивость Рэлея-Тейлора приводит к локализации восходящих потоков магмы и, следовательно, возникновению продольной магматической и геоморфологической сегментации хребта. В дальнейшем расплав распространяется вдоль оси хребта, что обуславливает образование вторичной магматической камеры и широкое проявление магматизма (как это проявлено в западной части хребта Гаккеля). Помимо срединно-океанических хребтов этот механизм может быть причиной периодичности расположения вулканических центров в рифтовых зонах и зонах субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ (грант 24-17-00020).

Литература

1. *Forsyth D.W.* Geophysical constraints on mantle flow and melt generation beneath mid-ocean ridges in Morga / Phipps Morgan, J., Blackman, D.K. & Sinton, J.M. (eds.). Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges // American Geophysical Union Monograph. 1992. V. 71. P. 1–65.

2. *Batiza R.* Magmatic segmentation of mid-ocean ridges: a review / MacLeod C.J., Tyler P.A. & Walker C.L. (eds.). Tectonic, Magmatic, Hydrothermal and Biological Segmentation of Mid-Ocean Ridges // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1996. V. 118. P. 103–130.

3. *Carbotte S.M., Smith D.K., Cannat M., Klein E.M*. Tectonic and magmatic segmentation of the Global Ocean Ridge System: a synthesis of observations / Wright T.J., Ayele A., Ferguson D.J., Kidane T., Vye-Brown C. (eds.). Magmatic Rifting and Active Volcanism // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2016. V. 420. P. 249–295.

4. *Zhang et al*. Magnetotelluric evidence for highly focused mantle melting along the 5 ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // National Science Review. 2025. V. 12.5. P. nwaf077.

5. *Ершов А.В., Никишин А.М.* Механизм продольной сегментации СОХ на примере хребта Гаккеля // Геология морей и океанов: Материалы XXVI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 4. М.: ИО РАН, 2025. С. 158–162.

А.В. Ершов[1], М.В. Коротаев[1], М.Ю. Никитин[1]

Модель воздымания и эрозии Восточного Кавказа на неотектоническом этапе

Неотектоника восточной части Большого Кавказа интенсивно изучалась в течение почти всего XX века. Первые работы были выполнены еще Н.С. Шатским [1]. Значительный вклад в изучение этого вопросы был внесен Е.Е. Милановским [2], А.Е. Криволуцким, А.В. Кожевниковым, С.А. Несмеяновым, М.Ю. Никитиным, В.И. Черных и многими другими исследователями.

М.Ю. Никитин [3, 4] на основе полевых исследований в бассейне р. Сулак (Андийское, Аварское, Кара- и Казикумухское Койсу), в долинах рек Аргун, Басс, Элистанжи-Хулхулау, Аксай, Ярыксу, Акташ и предгорных рек Восточного Дагестана, а также деформаций вершинных поверхностей Главного и Бокового хребтов восстановил понт-четвертичные поверхности выравнивания и амплитуду вертикальных движений восточной части Большого Кавказа в пределах поперечного поднятия Большого Кавказа – так называемого Дагестанского клина. (рис. 1). Эти данные были дополнены структурными реконструкциями, позволяющими оценить амплитуду более ранних вертикальных движений.

В дальнейшем мы использовали эти данные для выполнения численного моделирования истории воздымания и эрозии восточной части Большого Кавказа.

В структуре Восточного Кавказа в пределах изучаемой области можно выделить ряд крупных асимметрично развивающихся блоковых зон, в южных частях представленных поднятиями, а в северных – относительными опусканиями (рис. 1). К ним относятся поднятие Главного хребта, ограниченное с севера зоной Тляротинского надвига и Бежетинской впадиной, поднятие Бокового хребта и Андийско-Аварская зона новейших опусканий, зона Известнякового Дагестана (Салатау-Гимринское поднятие), зона Предгорного Дагестана и прилегающая часть Терско-Сулакского прогиба.

На основе выполненных геоморфологических исследований, а также данных по прилегающим частям осадочного бассейна Восточного Предкавказья можно выделить несколько фаз воздымания восточной части орогена Большого Кавказа, начиная с позднеэоценового времени.

Наиболее древние сохранившиеся речные террасы датируются понтическим временем, поэтому более ранние эпизоды деформации могут быть

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

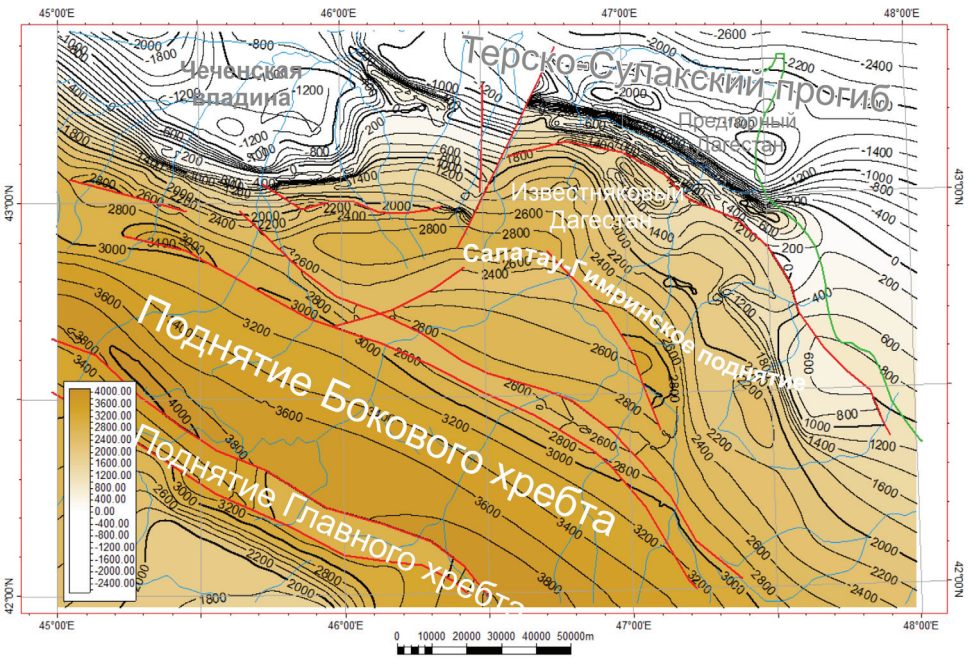


Рис. 1. Амплитуда неотектонических движений Восточного Кавказа, восстановленная по геоморфологическим данным (по [3], с дополнениями)

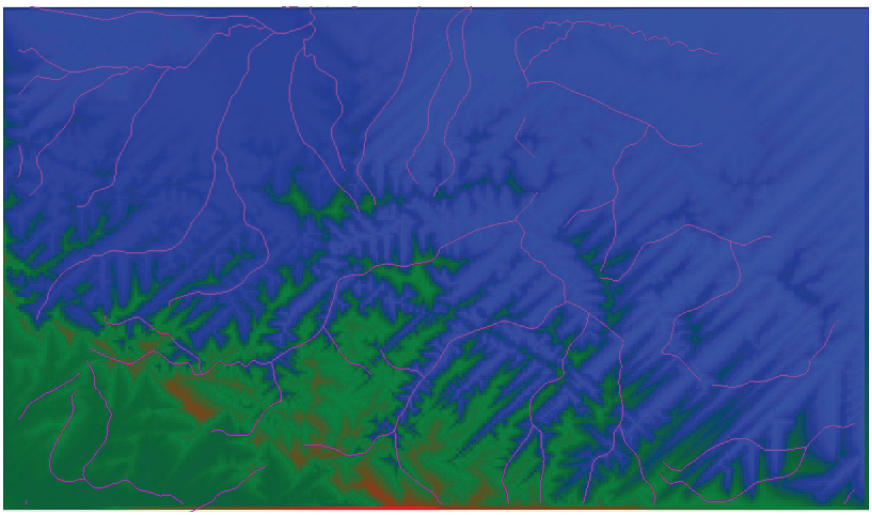


Рис. 2. Модельный рельеф, полученный по результатам моделирования воздымания и эрозии. Линиями показаны современные реки

восстановлены по данным для прилегающего осадочного бассейна. Первый эпизод деформации, сопровождаемый, вероятно, ростом центральной части орогена Большого Кавказа, начался в позднем эоцене – раннем олигоцене (около 36 млн лет назад), о чем свидетельствуют деформации осадочных толщ в южных частях Восточно-Предкавказского осадочного бассейна, фиксируемые по сейсмическим и скважинным данным. В это время, по-видимому, начался рост Главного хребта. Следующий, существенный эпизод деформации приурочен к среднему сармату (около 13.5 млн лет назад), что привело к отложению мощных сарматских клиноформенных комплексов в осадочном бассейне, с южным источником сноса. В это время начался рост Бокового хребта и прилегающих к нему с севера районов. Поднятие Бокового хребта существенно моложе поднятия Главного хребта, поскольку верховья р. Сулак, начинаясь на северном склоне Главного хребта, прорезают Боковой хребет. Рост Бокового хребта существенно опережал рост Главного, превышение по понтической поверхности составляет 700–1200 метров. В дальнейшем можно выделить несколько фаз деформации и воздымания. В ходе балахан-раннеакчагыльской (восточнокавказской) фазы складчатости происходило формирование структур Известнякового Дагестана, усложнение структур Сланцевого Дагестана, образование Терской и Сунженской антиклиналей. В течение акчагыл-апшеронской фазы росли терская и сунженская складки и ряд структур в Горном Дагестане. В течение апшеронской фазы произошло разрастание горного сооружения Восточного Кавказа, в пределах Предгорного Дагестана сформировалась аллювиально-пролювиальная равнина с мощными верхнеапшеронскими конгломератами. Апшерон-нижнеплейстоценовая фаза характеризуется поднятием Терского и Сунженского хребтов, ростом Бенойской и Хадумской брахиантиклиналей, формированием крупных разрывов, осложняющих Черногорскую и Нарат-Тюбинскую моноклинали, возобновлением движений по Тляротинскому надвигу, активным воздыманием Бокового хребта и подъемом Дагестанского клина. Заключительная позднеплейстоценовая фаза, характеризуемая усилением скорости воздымания всех областей.

Выполненное моделирование процессов воздымания и эрозии [5] позволило проследить эволюцию речных систем, восстановить временную динамику процессов эрозии, объемы сэродированного материала, переотложенного в прилегающих осадочных бассейнах, величину разгрузки литосферы и ее изостатическую реакцию на процессы эрозии.

Литература

1. *Шатский Н.С.* О надвигах восточной части Черных гор на Сев. Кавказе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1925. Т. 33. Вып. 3-4. С. 305–343.

2. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 484 с.

3. *Кожевников А.В., Никитин М.Ю.* Антропоген долины р. Сулак на Северном Кавказе // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. Вып. 3. С. 26–44.

4. *Никитин М.Ю.* Неотектоника Большого Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 3. С. 21–36.

5. *Алексеева А.Э., Линев Д.Н., Ершов А.В.* Численное моделирование воздымания и процессов эрозии орогена Западного Кавказа в неоген-четвертичное время // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2014. № 4. С. 27–31.

В.Б. Ершова[1,2,*], О.А. Лутиков[1], Г.Н. Александрова[1], М.А. Рогов[1]

Новые данные об ааленских отложениях архипелага Новосибирские острова: источники сноса, биостратиграфия и значение для палеогеографии Арктики в юрское время

Архипелаг Новосибирские острова на северо-востоке моря Лаптевых является ключевым объектом для палеогеографических и геодинамических реконструкций Восточной Арктики. На его территории обнажаются деформированные палеозойские и мезозойские толщи, перекрытые кайнозойскими отложениями. Исследования последних лет были сосредоточены преимущественно на палеозойских отложениях и уточнении стратиграфии и тектонических событий мезозоя [1, 8, 9–11, 15].

Юрские отложения встречаются крайне ограниченно на архипелаге: нижняя юра обнажается локально, а средняя юра известна главным образом по керновым данным скважин, наиболее полные разрезы которых вскрыты на юго-востоке острова Котельный и в заливе Геденштрома.

Геодинамическая эволюция региона остаётся предметом активной дискуссии, что отражается в существовании трёх основных групп моделей, предлагающих различную тектоническую принадлежность архипелага Новосибирских островов и прилегающего шельфа. Согласно первой группе моделей, рассматриваемый район имеет перисибирское происхождение

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

[2] Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

[1, 8]. В рамках второй группы моделей архипелаг интерпретируется как экзотичный по отношению к Сибири террейн, сопоставляемый с Балтикой, Лаврентией и/или микроплитой Арктическая Аляска – Чукотка [9–11, 15]. В третьей группе концепций регион трактуется как самостоятельный микроконтинент [14].

Целью проведенных исследований являются реконструкция источников сноса на основе датирования обломочных цирконов и уточнение среднеюрских геодинамических моделей Арктики.

Материалом исследования послужили немногочисленные образцы фаунистических остатков из двух картировочных скважин (№ 12 и 25) на юго-востоке острова Котельный и в заливе Геденштрома, единственные сохранившиеся материалы керна, пробуренного в конце 1970-х годов на Новосибирских островах.

Фаунистически охарактеризованные ааленские отложения выявлены в скважинах 12 и 13, и перекрыты четвертичными отложениями и встречены на глубинах 4.5–22 м [7]. Залегание пород изменяется от крутонаклонного (≈45°) в скв. 13 до почти вертикального в скв. 12. Принимая во внимание крутое падение и возможное тектоническое сдваивание, реальная мощность ааленских отложений здесь, вероятно, не превышает 50 м. В заливе Геденштрома наклонно залегающие ааленские породы вскрыты скв. 25 в интервале 30.0–90.5 м, однако их взаимоотношения с более древними толщами остаются неустановленными.

По данным Г.В. Труфанова [7], среднеюрская терригенная толща отличается литологической однородностью и сложена преимущественно серыми и буровато-серыми слаболитифицированными алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитов мощностью от нескольких миллиметров до 0.1–0.3 м.

Результаты биостратиграфических исследований

В нижней части разреза скв. 25 нами переопределен аммонит P. (P.) cf. mclintocki (Haught.), который широко распространен в нижнем ааленe Арктики [5, 13].

В скв. 25 присутствует последовательность двустворок рода Retroceramus, позволившая выделить два комплекса. Распределение ретроцерамид в скв. 25 свидетельствует о присутствии зон, которые с некоторой долей условности сопоставляются с нижним ааленом (зона R. elegans) и верхним ааленом (зона R. jurensis). В скв. 12 встречены только раннеааленские таксоны зоны R. elegans.

Извлечённые палиноморфы представлены спорами и пыльцой наземных растений, цистами динофлагеллат, акритархами, празинофитами и

органическими остатками фораминифер, что указывает на прибрежно-морские условия осадконакопления Спектры обеих скважин в целом сопоставимы, однако в разрезе скв. 25 вверх по разрезу отмечено сокращение микрофитопланктона, уменьшение разнообразия спор и пыльцы и увеличение доли двумешковой пыльцы голосеменных.

Спорово-пыльцевая часть палиноспектров образцов из скв. 12 и 25 объединена в единый палинокомплекс, который по общему систематическому и количественному составу коррелируется с комплексом слоев по спорам и пыльце 7b – Piceapollenites spp., Stereisporites spp., Quadraeculina limbata, Dictyophyllidites spp., Marattisporites scabratus, датируемых верхним поздним тоаром–инициальным ааленом [2–4, 6].

Комплекс диноцист характеризуется частыми Phallocysta (P. arctica, P. eumekes, P. elongata) и Nannoceratopsis (в основном N. gracilis) при их примерно равном количественном соотношении, постоянно встречается Caddasphaera halosa.

Присутствие не отмечаемых в тоаре Сибири Scriniocassis cf. limbicavatus, Valvaeodinium cf. cavum, Batiacasphaera sp., Caddasphaera halosa сближает комплекс диноцист из скв. 25 и 12 с комплексом диноцист нижнего аалена из типовой местности ааленского яруса, в котором также отмечаются частые Nannoceratopsis [12].

Результаты U–Pb датирования обломочного циркона и источники сноса

Образцы из нижнеааленской части разреза (25-21ф, 25-23ф, 25-24ф; скв. 25) демонстрируют сходное распределение возрастов циркона и рассматриваются совместно. Около 45% зерен имеют докембрийские возрасты, включая палеопротерозойский пик 2000–1750 млн лет и единичные архейские кристаллы. 35% зерен относятся к мезо–неопротерозою с двумя основными группами (1600–1300 и 650–550 млн лет). Палеозойские цирконы составляют 49%, формируя выраженные пики около 510–480, 320, 295 и 260 млн лет; триасовые возрасты единичны, а одно зерно имеет юрский возраст (173.4±6.7 млн лет). В верхнеааленском образце 25-6ф преобладают докембрийские зерна (80%), преимущественно мезо–неопротерозойские, тогда как палеозойские цирконы представлены двумя группами – раннепалеозойской (кембрий – рандний ордовик) и каменноугольной (350–305 млн лет).

Полученные распределения возрастов обломочных цирконов сходны и указывают на единый источник сноса. Архейские и позднепалеопротерозойские возрасты сопоставимы с событиями магматизма и метаморфизма в фундаментах Сибири и Балтики, тогда как преобладающие мезопротерозойские цирконы соответствуют Трансскандинавскому маг-

матическому поясу, телемарковской орогении и процессам Гренвильско-Свеконорвежского орогенеза. Возраст 650–550 млн лет отражает аккреционно-коллизионные процессы Тиманского орогенного пояса. Пики 510–480 млн лет соответствуют каледонским событиям, а позднепалеозойские возрасты – уральскому магматизму и метаморфизму.

Сравнение с юрскими отложениями севера Сибирской платформы и Баренцевоморского региона показывает, что ааленские отложения юго-восточной части острова Котельный по возрастным спектрам обломочного циркона наиболее близки к юрским комплексам Баренцевоморского шельфа и отличны от соответствующих спектров циркона из верхнеюрских отложений острова Столбовой (Новосибирские острова), что хорошо согласуется с положением позднемеловой Южно-Анюйской сутуры, которая разделяет о. Столбовой и о-ва Анжу. Проведенные исследования подтверждают, что острова Анжу являлись продолжением Баренцевоморского шельфа не только в палеозое, но и в средней юре.

Литература

1. *Труфанов Г.В.* Отчет о комплексных геолого-геофизических исследованиях островов Фадеевский, Новая Сибирь и восточной части Земли Бунге, выполненных в 1974–1977 годах по объектам № 54 и № 55 в 2-х томах. Полярная геофизическая экспедиция, Восточно-Сибирская комплексная партия, 1978 г.

2. *Данукалова М.К., Толмачева Т.Ю., Мянник П., Суяркова А.А., Кульков Н.П., Кузьмичев А.Б., Мельникова Л.М.* Новые данные о стратиграфии ордовикско-силурийских отложений центральной части острова Котельный (Новосибирские острова) и сопоставление с одновозрастными разрезами Восточной Арктики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 22–49.

3. *Ильина В.И.* Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.

4. *Ильина В.И.* Палиностратиграфическая шкала нижней и средней юры Сибири и ее применение для детального расчленения нефтегазоносных толщ // Биостратиграфия нефтегазоносных бассейнов. Доклады Первого Международного симпозиума. СПб.: ВНИГРИ, 1997. С. 86–95.

5. *Ильина В.И., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Горячева А.А.* Современные палинологические исследования юры и мела – наследие В.Н. Сакса // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2011. Вып. 16–17. С. 41–67.

6. *Репин Ю.С.* Род Pseudolioceras Buckman (Ammonoidea) в арктической юре // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 11. № 4. С. 1–46. DOI: 10.17353/2070-5379/48_2017

7. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезо-

зойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2003 г. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

8. *Danukalova M.K., Kuzmichev A.B., Ganelin V.G., Gatovsky Yu.A., Kossovaya O.L., Isakova T.N., Weyer D., Astashkin N.G., Eriklintsev V.V*. The key section for the Upper Palaeozoic of the New Siberian Islands (Tas-Ary Peninsula, Kotel'ny Island) // Stratigr. Geol. Correl. 2019. V. 27. P. 729–782. DOI: 10.1134/S0869593819070013.

9. *Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O.* Detrital zircon ages and provenance of the Upper Paleozoic successions of Kotel'ny Island (New Siberian Islands Archipelago) // Lithosphere. 2015. V. 7. P. 40–45. https://doi.org/10.1130/l387.1

10. *Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T.B*. The De Long Islands: a missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // Gondwana Res. 2016. V. 35. P. 305–322. https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.05.016

11. *Ershova V., Prokopiev A., Andersen T., Khudoley A., Kullerud K., Thomsen T.B*. U–Pb and Hf isotope analysis of detrital zircons from Devonian–Permian strata of Kotel'ny Island (New Siberian Islands, Russian Eastern Arctic): insights into the Middle–Late Paleozoic evolution of the Arctic // J. Geodynamics. 2018. V. 119. P. 210–220.

12. Feist-Burkhardt S., Pross J. Dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Opalinuston Formation (Middle Jurassic) in the Aalenian type area in southwest Germany and north Switzerland // Lethaia. 2010. V. 43. P. 10–31. DOI: 10.1111/j.1502-3931.2009.00170.x

13. *Imlay R.W.* Middle Jurassic (Bajocian and Bathonian) ammonites from northern Alaska // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1976. № 854. 22 p. DOI: 10.3133/pp854

14. *Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Sobolev N.N., Petrov E.O*. Tectonics of the New Siberian Islands Archipelago: structural styles and low-temperature thermochronology // J. Geodynamics. 2018. V. 121. P. 155–184. DOI: 10.1016/j.jog.2018.09.001

А.Д. Жарков[1], Н.В. Правикова[1], М.В. Коротаев[1], Е.Р. Чижова[1], К.Ф. Алешина[1], А.М. Никишин[1]

Результаты кинематической реконструкции рифта 78 N (Канадский бассейн)

Рифт 78 N (78 градуса) представляет собой одну из ключевых тектонических структур Канадского бассейна. Его анализ позволяет уточнить эволюцию северо-восточной части и модель формирования всего бассейна. Рифт пересекается одним из композитных сейсмических профилей, для которого ранее была проведена интерпретация [1], использованная в процессе создания скоростной модели для участка Канадского бассейна [2]. На профиле выделены следующие горизонты: морское дно (SB); горизонты IC1, IC2, IC3, IC4, расположенные внутри кайнозойских отложений; граница R-PR (рифт-пострифт), 56 млн лет; эрозионная граница между мелководными и глубоководными осадками, 70 млн лет; поверхность акустического фундамента (Base), ~100 млн лет [3].

Скоростная модель позволила преобразовать композитный профиль из временного в глубинный масштаб и приступить к кинематической реконструкции рифтовой зоны. Моделирование производилось в программном комплексе Midland Valley Move (2017) с использованием трёх 2D инструментов: 1) Decompaction – удаление верхней толщи с корректировкой нижележащих слоёв с учётом разуплотнения пород; 2) Unfolding – восстановление (приведение к исходному горизонтальному залеганию) слоёв на предполагаемой заданной глубине; 3) Move-on-Fault – моделирование смещения блоков по разломам и их деформации. Инструменты Unfolding и Move-on-Fault применялись с алгоритмом Simple Shear (простого сдвига) [4].

На первом этапе работы были последовательно сняты слои возрастом до 70 млн лет: IC1, IC2, IC3, IC4, R-PR инструментом 2D Decompaction. Далее поэтапно восстанавливались смещения по сбросам с использованием 2D Move-on-Fault. Затем было проведено выравнивание (2D Unfolding) на горизонт 70 млн лет (рис. 1).

Восстановленный разрез демонстрировал несоответствие геологически обоснованной модели строения с непостоянной мощностью слоя, образованного до активной фазы рифтинга. Последовательность применения инструментов была пересмотрена: после снятия слоёв возрастом до 56 млн лет (IC1, IC2, IC3, IC4) проведено выравнивание на границу соответствующего возраста (рис. 1, А) с последующим снятием слоя синрифтовых отложений (рис. 1, Б).

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

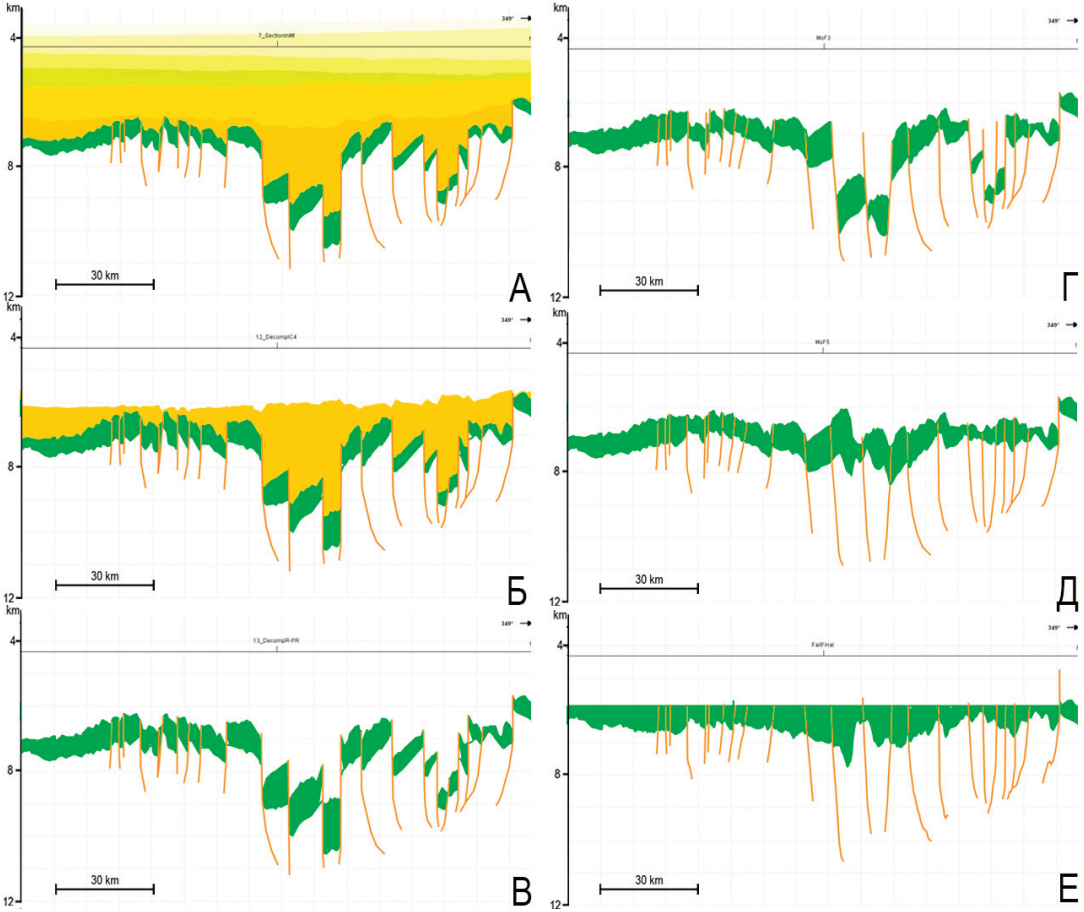


Рис. 1. Первая итерация реконструкции. А – подготовленный для балансировки разрез; Б – разрез со снятыми отложениями IC1-IC4; В – разрез со снятыми отложениями R-PR; Г – промежуточный этап восстановления смещения по сбросам; Д – финальный этап восстановления смещения по сбросам; Е – разрез, выровненный на горизонт 70 млн лет

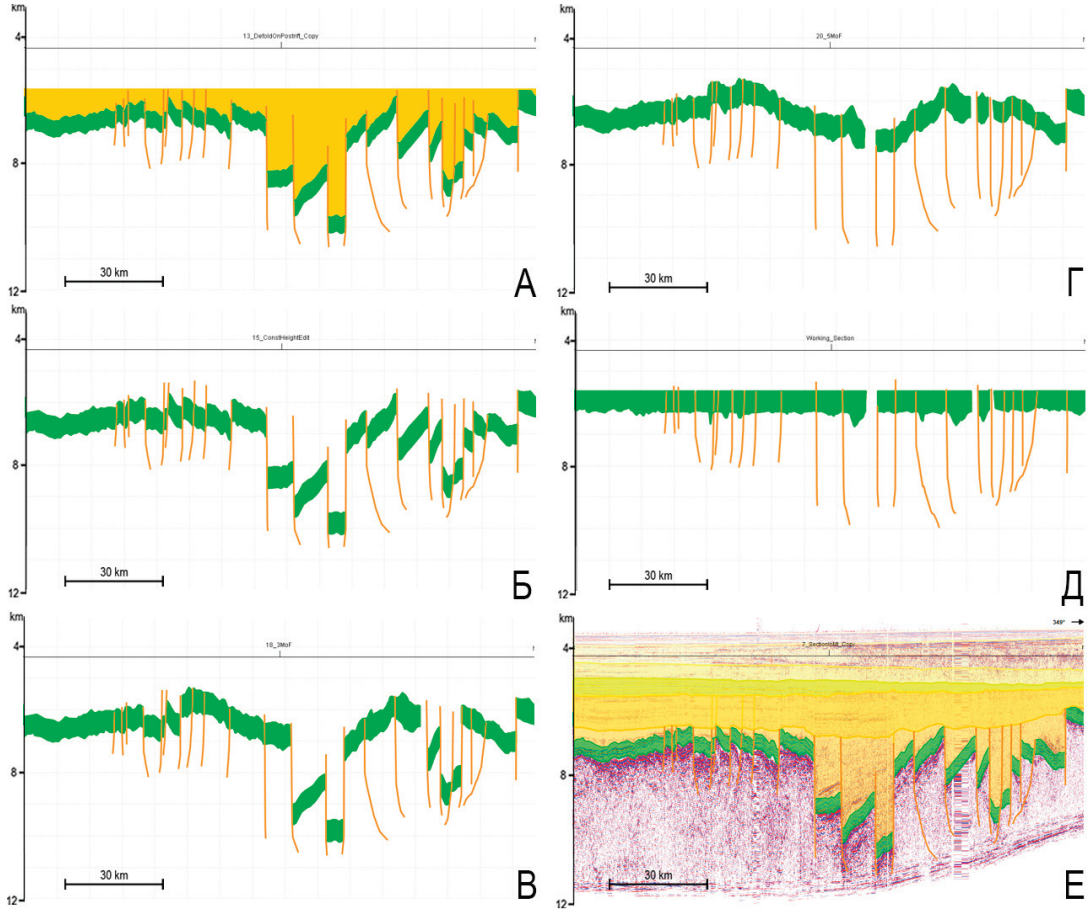


Рис. 2. Вторая итерация реконструкции. А – разрез, выровненный на горизонт R-PR; Б – разрез со снятыми отложениями R-PR; В – промежуточный этап восстановления смещения по сбросам; Г – финальный этап восстановления смещения по сбросам; Д – разрез, выровненный на горизонт 70 млн лет; Е – изначальный профиль со скорректированной интерпретацией

На этом этапе была скорректирована интерпретация – исправлена конфигурация отражающих горизонтов на пересечении с разломами, мощность дорифтовых осадков в соседних блоках приведена в соответствие с геологической моделью, также были уточнены направление и кинематика разломов, определены положение центральных осей рифтовых долин.

Далее, вновь были поэтапно восстановлены смещения по сбросам в той же последовательности, после чего было выполнено выравнивание на горизонт 70 млн лет (рис. 2, В-Д). Этот шаг обеспечил возможность рассчитать коэффициент растяжения, равный 1.07.

На следующем этапе была произведена коррекция первичной интерпретации вышележащих слоёв: последовательно, с учётом уплотнения пород, надстраивались и уточнялись горизонты от древних к молодым, вплоть до настоящего времени. Актуализированная интерпретация полностью соответствует данным сейсмического профиля (рис. 2, Е). Восстановленные этапы формирования рифта 78 градуса коррелируют с основными событиями в Канадском бассейне [3].

В контексте настоящей работы планируется расширение скоростной модели в рамках Канадского бассейна с последующими интерпретацией, преобразованием в глубинный масштаб и кинематической реконструкцией сопутствующих сейсмических профилей.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00020, https://rscf.ru/project/24-17-00020/.

Литература

1. *Чижова Е.Р., Алешина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А.* Сейсмическая интерпретация опорного геолого-геофизического разреза через Канадский бассейн Арктического океана // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 626–630.

2. *Жарков А.Д., Правикова Н.В., Коротаев М.В. и др*. Модель строения чехла Канадского бассейна по данным акустических буев // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 191–194.

3. *Никишин А.М., Алешина К.Ф., Родина Е.А. и др*. 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.

4. *Gibbs A*. Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics // J. Structural Geology. 1983. V. 5. P. 153–160.

А.В. Зайончек[1,2], С.А. Меркурьев[3,4], С.Ю. Соколов[1], А.В. Соловьев[1,2], Е.Г. Коротких[5]

Начальные стадии спрединга в западной и центральной частях Евразийского бассейна по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля

Северный Ледовитый океан включает в себя два глубоководных бассейна – Амеразийский и Евразийский, разделенных хребтом Ломоносова (ЛМ). Евразийский бассейн (ЕБ), по мнению большинства геологов и геофизиков, сформировался в кайнозойской время в результате раздвижения Северо-Американской (СА) и Евразийской (ЕВ) литосферных плит [1, 3–5, 7 и ссылки в работах].

Аномальное магнитное поле (АМП) ЕБ подтверждает его спрединговое происхождение и позволяет провести геоисторический анализ, который включает идентификацию осей линейных магнитных аномалий (ЛМА), вычисление параметров вращения СА и ЕВ литосферных плит для расчета относительных движений, анализ изменения скоростей спрединга во времени и пространстве, а также построение палеореконструкций. Существуют несколько общепризнанных работ по геоисторическому анализу ЕБ (>30 млн лет). В работе [1] выполнена идентификация и расчеты конечных полюсов раскрытия для ЛМА 13n, 18n, 20n и 24n, а в работе [7] – 13ny, 18no, 20no, 21no и 24no. В работе [5] выполнена более подробная идентификация ЛМА, но в ней не проводились расчеты конечных полюсов раскрытия плит.

В силу различия наборов исходных данных, и методик, использованных при идентификации осей ЛМА и расчета поюсов вращения в работах [1, 5, 7], целесообразным является выполнение реидентификации по максимально полному набору данных и проведение нового геоисторического анализа. В качестве основы использовались данные ретроспективных и современных российских и американских аэромагнитных съемок. Была проведена увязка результатов аэромагнитных съемок, создана сводная база данных и цифровые модели АМП для западной и центральной частей ЕБ.

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] ВНИГНИ, Москва, Россия
[3] СПбФ ИЗМИРАН, Санкт-Петербург, Россия
[4] СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[5] SEUS Geoservices AS, Oslo, Norway

Идентификация магнитных аномалий осуществлялась вдоль каждого отдельно взятого профиля. Модели магнитоактивного слоя и расчет АМП использованы из работ [1, 2]. Положение ЛМА определялось по точкам максимального градиента АМП, которые соответствуют границам хронов прямой полярности. Были идентифицированы ЛМА 24no и 24ny (53.9, 52.5 млн лет), 23no и 23ny (51.7, 50.8 млн лет), 22no и 22ny (49.7, 48.9 млн лет), 21no и 21ny (47.8, 46.2 млн лет), 20no и 20ny (43.5, 42.2 млн лет), 18no (40.1 млн лет). Сравнение полученных результатов с предыдущими исследованиями показало их схожесть в генеральном плане. В отличии от работ [1, 7] идентифицировано большее количество ЛМА, а в отличии от работы [5] повышена детальность трассирования отдельных ЛМА в силу использования профильных (не гридированных данных) большего объема.

Вычисление положения полюсов вращения для относительного движения СА и ЕВ литосферных плит осуществлялось путем совмещения достоверно выделенных осей одновозрастных линейных магнитных аномалий, расположенных по обе стороны от оси хребта Гаккеля. Процесс носил итерационный характер и в качестве окончательного полюса выбирался тот, при котором достигалось наилучшее совмещение парных осей.

Наибольший интерес представляет собой реконструкция (рис. 1) возрастом 46.2 млн лет на эпоху аномалии 21 (хрон 21ny). Результаты идентификации в центральной части котловины АМ напротив резкого изгиба хребта ЛМ подтверждают отсутствие части ЛМА, что впервые зафиксировано в работе [5]. Согласно полученным нами результатам первой непрерывно выделяемой ЛМА в центральной части ЕБ в котловинах АМ и НА, является 21n (47.8–46.2 млн лет). Резкая асимметрия расстояний от центра палеооси раскрытия до хребта ЛМ и до Баренцево-Карской континентальной окраины позволяет предположить, что ЛМА в котловине НА (область 1, рис. 1) являются внеосевыми.

По всей видимости, в начальные стадии спрединга механизмы раскрытия западной и центральной частей ЕБ отличались. В западной части ЕБ идентифицируются все ЛМА, расположенные по обе стороны дивергентной границы. Сохраняется общая тенденция асимметричного положения осей ЛМА в котловинах НА и АМ, что отмечено в работе [1], которая свидетельствует о некоторой нестабильности спрединга начального этапа раскрытия.

Сложный характер раскрытия центральной части ЕБ может быть связан со сложившимся в результате предыдущих тектонических этапов структурным планом Баренцево-Карского шельфа. Существуют разные представления о прохождении фронта каледонской (элсмирской?) складчатости на шельфе Баренцева моря [6]. С высокой степенью вероятности

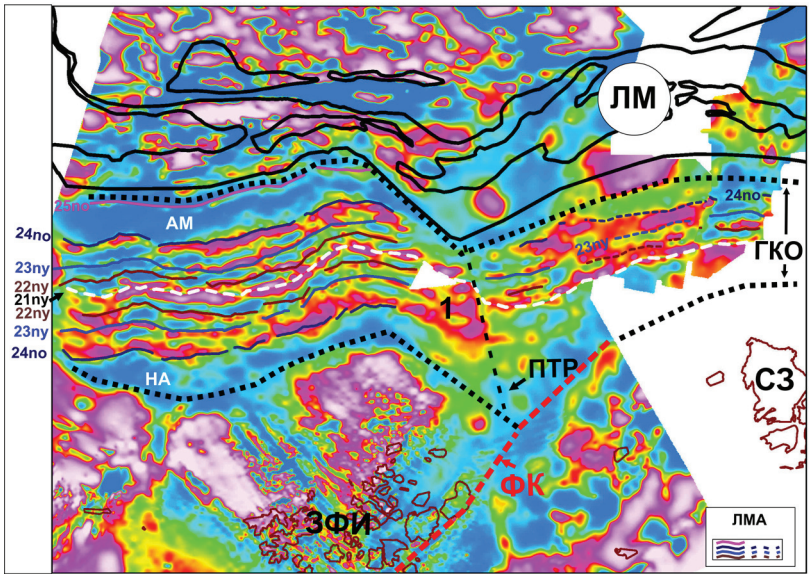


Рис. 1. Положение хр. Ломоносова относительно Баренцево-Карской континентальной окраины возрастом 46.2 млн лет (21ny). Евразийская плита зафиксирована. В качестве основы – аномальное магнитное поле.
ЛМ – хребет Ломоносова, ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа, СЗ – арх. Северная Земля, АМ – котловина Амундсена, НА – котловина Нансена, ГКО – граница континент–океан, ПТР – предполагаемое положение палеотрансформного разлома, ФК – предполагаемое положение фронта Каледонской складчатости. ЛМА – оси линейных магнитных аномалий 25no (57.7 млн лет), 24no (53.9 млн лет), 23ny (50.8 млн лет), 22ny (48.9 млн лет). 1 – область внеосевых ЛМА

установлено, что складчатость проявлена в фундаменте западной части арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) [8], и, возможно, прослеживается дальше на северо-восток [6]. Данное направление отчетливо проявлено в АМП в юго-восточной части ЗФИ (рис. 1) и прослеживается в обоих направлениях в аномальном гравитационном поле.

Результаты Ar-Ar датирования мусковита из драгированных метаосадочных пород западной части хребет ЛМ (на склоне в сторону котловины АМ) устанавливают возраст метаморфизма, соответствующий ранним стадиям каледонского орогенеза [8]. Можно предположить, что фронт каледонской (элсмирской?) складчатости до раскрытия ЕБ располагался между северной частью Карского террейна и хребтом ЛМ. Сложившийся структурный план определил сложный характер начальных стадий раскрытия центральной части ЕБ, которое произошло вдоль фронта каледон-

ской складчатости восточной части ЕБ. В результате унаследованности тектонического структурного плана в период 53.9–47.8 млн лет назад рифтинг/спрединг в центральной части ЕБ проходил в котловине НА. Непосредственно перед возрастом формирования хрона 21no произошел скачок оси раскрытие и смещение дивергентной границы в сторону хр. ЛМ.

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., Меркурьев С.А.* Новые результаты идентификации линейных магнитных аномалий западной части котловины Нансена и их применение при сейсмостратиграфическом анализе // Геология морей и океанов. Мат-лы XXIV Междунар. научн. конф.-школы по морской геологии. Т. IV. М.: ИО РАН, 2021. С. 70–74.

3. *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.

4. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана // Геофиз. методы разведки в Арктике. Вып. 5. Л.: НИИГА, 1968. С. 9–19.

5. *Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O.* New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: implications for basin development // Geology. 2003. V. 31. N. 9. P. 825–828.

6. *Ershova V., Anfinson O., Prokopiev A., Khudoley A., Stockli D., Faleide J.I., Gaina C., Malyshev N.* Detrital zircon (U-Th)/He ages from Paleozoic strata of the Severnaya Zemlya Archipelago: Deciphering multiple episodes of Paleozoic tectonic evolution within the Russian High Arctic // Journal of Geodynamics. 2018. V. 119. P. 210–220.

7. *Gaina C., Roest W.R., Muller R.D.* Late Cretaceous – Cenozoic deformation of northeast Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. N. 197. P. 273–286.

8. *Knudsen C., Gee D.G., Sherlock S.C., Yu L.* Caledonian metamorphism of metasediments from Franz Josef Land // GFF. 2019. V. 141. P. 295–307.

В.Г. Захаров[1]

Хронология проведения ряда полярных экспедиций вдоль трассы Северного морского пути при экстремальных геофизических и гидролого-климатических условиях XIX–XXI вв.

Из рассматриваемых полярных экспедиций согласно [2], проводимых вдоль трассы Северного морского пути особо отметим следующие.

1. Ф.П. Литке на бриге «Новая Земля» (1821–1824 гг.) проводил плавания в крайне суровых климатических и ледовых условиях кульминации Малого ледникового периода (МЛП) (1780 г. – начало XIX в.). В 1821–24 гг. в Северном полушарии наблюдались самые низкие (после 1815 г.) значения температур за последние 400 лет. Характерно, что в 1821–24 гг. Карские Ворота всегда были блокированы льдом, а в 1824 г. в море было больше льдов, чем в предыдущие годы.

2. А.Э. Норденшельд (1878–1879 гг.) на пароходе «Вега» осуществил первое сквозное арктическое плавание из Атлантического океана в Тихий. В 1978 г. «Вега» вмёрзла в арктические льды, не дойдя всего 200 миль до Берингова пролива.

3. Капитан В.И. Воронин на ледоколе «Александр Сибиряков» вышел из Архангельска 28 июля 1932 г. и в августе достиг Чукотского моря. Потеряв во льдах винт, ледокол дрейфовал до Берингова пролива. Это было первое сквозное плавание по Севморпути из Белого моря в Берингово за одну навигацию (66 суток).

4. О.Ю. Шмидт на пароходе «Челюскин» уходил из Ленинграда 12 июля 1933 г. Судну предстояло пройти Севморпутём до Владивостока. «Челюскин» достиг Берингова пролива, однако в результате резкой смены направления дрейфа (рис. 1) снова оказался в Чукотском море и вмёрз в тяжёлые льды. 12–13.02.1934 г. пароход был раздавлен льдами и затонул (69°20’ с.ш., 172°40’ в.д.).

Анализ атмосферной циркуляции в Северном полушарии показал, что с 5 на 6 ноября 1933 г. северные траектории тихоокеанских циклонов стали пересекать Берингов пролив как раз в районе дрейфа «Челюскина» и далее сдвигаться в сторону побережья Северной Америки. Воздействие южных циклонов на льды в узкости Берингова пролива выразилось в стремительном смещении льдины с пароходом (до 1390 м/ч, или 0,75 мили в час) от м. Дежнёва в Чукотское море.

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

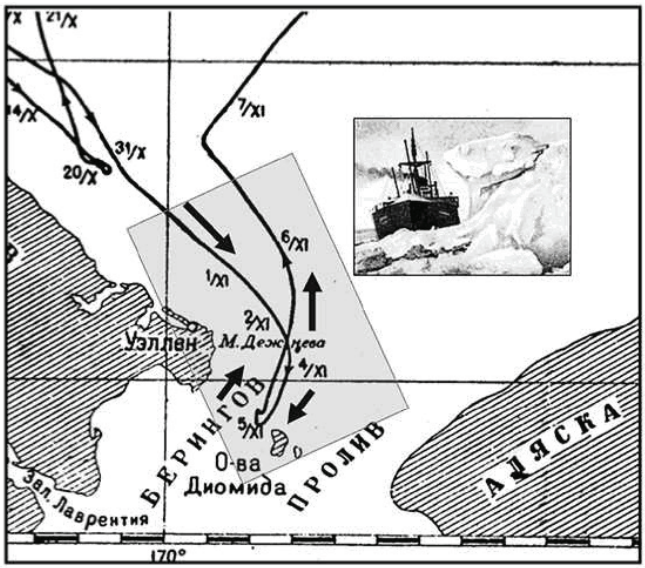


Рис. 1. Резкая смена направления дрейфа (04.05–06.11.1933) и возвращение парохода в Чукотское море (06.11). Стрелками показан дрейф «Челюскина» со льдиной в это время [2]

При дальнейшем дрейфе «Челюскина», в ночь с 12 на 13 февраля 1934 г., в Северном полушарии произошла смена атмосферной циркуляции, которая обусловила дрейф торосистых старых льдов с севера, что и привело к критическим сжатиям, последовавшему затем разрушению и гибели «Челюскина» [2].

Кратко рассмотрим характер внешнего гравитационного поля Земли и циркуляцию вод Северного Ледовитого океана по данным [1] у побережий, вблизи которых проводились рассмотренные выше полярные экспедиции. В соответствии с картой, приведённой в этой работе (рис. 2) это прежде всего антициклонический и циклонический круговороты течений Баренцева моря, затем циклоническая циркуляция в Карском море. Далее почти в центре моря Лаптевых располагается самый крупный циклонический круговорот с наибольшим значением отрицательной аномалии силы тяжести (-110 мгал).

Сектор 0–90° в.д. характеризуется переменным гравитационным полем очаговой структуры. Вдоль границы сектора 90–180° в.д., между меридианами 170–180° в.д., проходит Трансарктическое течение, идущее от о. Врангеля к полюсу и проливу Фрама. Западнее меридиана 170° в.д. и Трансарктического течения располагается область отрицательных ано-

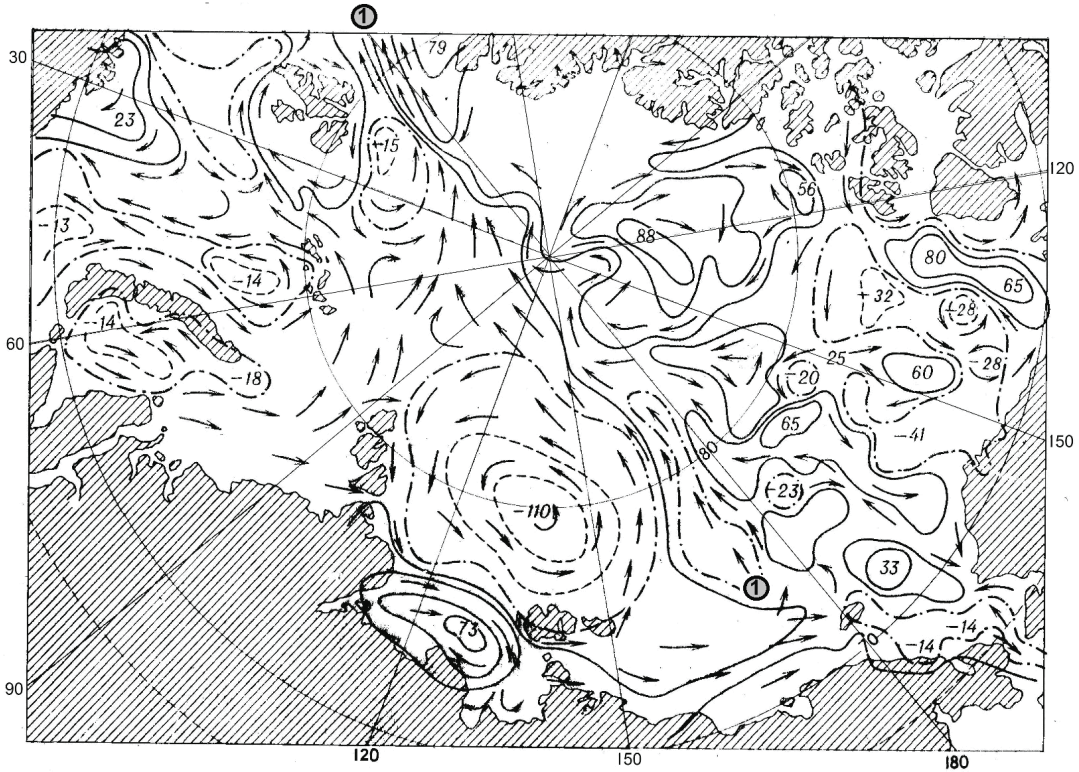


Рис. 2. Схематическое распределение аномалий силы тяжести и постоянная циркуляция вод в Северном Ледовитом океане. Изолинии проведены через 20 мгал. Цифрами указаны отдельные значения аномалий. 1-1 Трансарктическое течение [1]

малий силы тяжести с преобладающей циклонической циркуляцией вод. Восточнее меридиана 180° и направления Трансарктического течения гравитационное поле характеризуется положительными аномалиями силы тяжести и антициклонической циркуляцией вод [1].

С ноября по май моря Сибирских арктических вод покрыты практически сплошным льдом толщиной до 2 м (конец зимы). Около четверти площади морей (0.625 км^2 х 10^6) занято припаем.

Местами кромка припая уходит в море на сотни километров к дрейфующим льдам. При отжимных ветрах эти льды отступают от кромки, образуя заприпайные полыньи.

Однолетние льды распространены на большей части Сибирских арктических вод. Многолетние льды постоянны лишь в Восточно-Сибирском море.

Признаки разрушения льда – май; процесс очищения – вторая половина июня. Новое лёдообразование – вторая половина сентября. Интенсивное распространение льдов – конец сентября – начало октября. Становление сплошного льда завершается к началу ноября.

Оппозиция ледовых условий в Сибирских арктических водах и на трассе Северного морского пути достаточно чётко выражена в климатических и межгодовых изменениях льдов.

Литература

1. *Рудяев Ф.Н., Бенземан В.Ю.* Внешнее гравитационное поле Земли и циркуляция вод Северного Ледовитого океана // Долгопериодные изменения гидрометеорологических полей в полярных областях. Л.: Гидрометеоиздат. 1983. Т. 371. С. 78–95.

2. *Захаров В.Г.* Известные экспедиции вдоль трассы Северного морского пути в экстремальных климатических условиях XIX–XXI вв. // Полярные чтения 2023. Арктика: история и антропология повседневности. Материалы 11-й научно-практической конференции, Санкт-Петербург, 1–3 ноября 2023 г. М.: Паулсен, 2024. С. 207–217.

Н.Н. Зинчук[1]

Тектонические аспекты выделения кимберлитовых полей

Разновозрастные коренные источники алмазов открыты на Африканской, Сибирской, Австралийской, Восточно-Европейской, Китайской, Индийской, Северо-Американской и Южно-Американской платформах, свидетельствуя о планетарном проявлении кимберлитового магматизма [1–3]. Большинство исследователей этой проблемы считают, что кимберлиты приурочены к древним платформам мира. Алмазоносные кимберлиты, независимо от возраста внедрения, проявляются в архейских кратонах с древним фундаментом [4]. В последние годы в отношении отдельных этапов докембрийского этапа геологического развития земной коры древних платформ многими исследователями пересмотрены некоторые представления о строении их кристаллического фундамента [5–7]. Поскольку возраст трубочных коровых ксенолитов Сибирской платформы (СП) не превышает 3.1–3.2 млрд лет, то многими исследователями делается вывод, что начало формирования континентальной коры основных районов кимберлитового магматизма относится к этому периоду. Формирование Сибирской платформы относят к архею – началу протерозоя [8–10]. В осадочном чехле СП выделяются верхнепротерозойские и фанерозойские образования. Наиболее интересными в плане поисков алмазных месторождений являются части СП, относящиеся к современной территории Якутии в междуречьях Лены и Вилюй [11–13]. Современные границы платформы подчеркиваются разновозрастными краевыми прогибами и швами. Основными тектоническими элементами СП являются антеклизы, седловины, поднятия, синеклизы, прогибы и впадины, четко прослеживаемые и в пределах отдельных алмазоносных районов. Прогибы и впадины активно развивались [14–16] в течение продолжительного времени. В отличие от этого, антеклизы, седловины и поднятия формировались как пассивные образования СП, возникшие в связи с прогибанием синеклиз, прогибов и впадин [17–19]. Геолого-тектонический план СП, сложившийся по окончанию среднепалеозойского этапа, в основном отражает и современное строение, поскольку последующие тектонические события не привели к его существенной перестройке [20–22]. Авлакогены, синеклизы, антеклизы, перикратонные опускания характеризуются длительным развитием, начавшимся еще в рифее. Проведенное краткое рассмотрение общих геолого-тектонических закономерностей формирования коры и

[1] Западно-Якутский научный центр Академии наук Республики Саха, Мирный, Россия

кристаллического фундмента СП показало их «островное» нуклеарное строение, а их тектоно-метаморфические комплексы представлены эндербитами [14]. В конце катархея была сформирована эклогит-базитовая кора, но верхняя сиалическая – только в пределах нуклеаров. Последние имели значительные размеры, сравнимые с размерами щита докембрийской платформы, изометричную конфигурацию и мозаично-кольцевую складчатость. Кольцевые образования нуклеаров (до 5000 м), названных ортократонами, имели наиболее мощную нижнюю кору, связь с наиболее глубинными горизонтами мантии и служили ареной магматической деятельности с проникновением в нижнюю кору наиболее глубинных перидотитов, включая и алмазоносные. Среди них выделен особый класс кольцевых структур (размером от 20 до 50 км в поперечнике) с особыми геолого-геофизическими характеристиками, указывающими на термально-тектоническое их происхождение, названных термоблемами. Кимберлитовые поля с алмазоносными диатремами, дайками, жилами, субпластовыми залежами (или без таковых) приурочены к термоблемам. Кимберлитовые поля всех возрастов на древних платформах контролируются линеаментными рифтами, обычно связанными с полициклическими авлакогенами рифейско-фанерозойского возраста. Контроль авлакогенами проявлен в факте расположения кимберлитовых полей в малоамплитудных линеаментных рифтах, протягивающихся вдоль бортов авлакогенов, а также систематически наблюдаемой включённостью кимберлитовых проявлений в периферийную тектоническую структуру. Кимберлиты (тем более алмазоносные) отсутствуют в континентальных рифтах, достигших высших стадий развития (в открытых рифтах). Для них характерен разнообразный ультраосновной и основной магматизм с карбонатитами, сиенитами, пикритами, а также бимодальный вулканизм. Поля алмазоносных кимберлитов и лампроитов сопутствуют континентальным рифтам с проявлением основного, умеренно щелочно-основного магматизма или без таковых [9–11].

Кимберлитовый интрузивный магматизм и вулканизм синхронен стадии становления полициклического авлакогена или формированию континентального рифта, более кратковременному по сравнению с полициклическим авлакогеном. Понятие «возрожденный рифтогенез», наложенный на завершившие развития авлакогены, а также на некоторые глубокие континентальные рифты, распространяется и на раннепротерозойские пояса (межтеррейновые аккреционные и коллизионные орогены). В пределах СП примером проявления щелочного ультраосновного магматизма (в том числе со слабоалмазоносными кимберлитами и кимберлитоподобными породами), связанного с выраженным рифтогенезом, является Анабаро-Куонамский алмазоносный район, приуроченный к Анабаро-Жиганскому раннепротерозойскому коллизионному орогену. В целом для открытых

рифтов (в том числе и орогенов), не наложенных на термоблемы, кимберлитовый магматизм не характерен, хотя открытые рифты могут породить дочерние линеаментные рифты, и последние (в случае их наложения на термоблемы) – кимберлитовый магматизм. На северо-востоке СП возможен мезозойский кимберлитовый магматизм в связи с проникновением сюда триас-юрских (или более ранних) трансформенных рифтов из раскрывающегося Верхояно-Чукотского океанического бассейна. Возможно именно такое происхождение имеют неалмазоносные кимберлитовые поля Средне-Оленекского алмазоносного района [20–22]. Здесь кристаллический фундамент сильно разрушен раннепротерозойскими коллизиями и поэтому анализ гравимагнитных данных не дает однозначного основания отнесения его к ортократону. В то же время существующие в данном районе россыпи алмазов происходят от неизвестных алмазоносных кимберлитовых диатрем, расположенных в его пределах.

Кимберлитовый магматизм обычно рассматривается в связи с процессами, происходящими на уровне верхней мантии с привлечением геолого-геофизических данных о её структуре и петрофизических характеристиках, а также на основании всестороннего изучения трубочных кимберлитов и содержащихся в них ксенолитов глубинных пород [10–12]. Считается, что локально-кратковременное выделение глубинной энергии ведет к прорыву кимберлитовой магмы и внедрению её в инертную (по отношению к глубинным процессам) толщу кристаллических пород фундамента и в осадочный чехол. Имеются многочисленные попытки связать кимберлитовые проявления с определенными классами тектонических структур как регионального, так и локального характера, а также определить место в геологическом развитии древней платформы, связав их с некоторыми фазами геолого-тектонических циклов. Так, получила распространения точка зрения, что вспышки кимберлитового вулканизма приурочиваются к эпохам эпейрогенических поднятий, зафиксированных в геохронологической летописи региональными стратиграфическими перерывами и размывами. Актуальная задача установления структурно-тектонического контроля проявлений кимберлитового магматизма трактуется как установление пространственной, генетической и историко-геологической связи названных проявлений с основными геоструктурами древней платформы, определяющими структурно-тектонический план их развития на различных этапах её истории [14–16].

Наряду с главными неотектоническими структурами, определяющими условия седиментации и связанные с последними закономерностями размещения коренных и россыпных полезных ископаемых (в том числе и алмазов), во всех структурно-формационных зонах региона по дешифрированию, элементам рельефа, косвенным и прямым геологическим признакам и другим данным выявлено много разрывных нарушений

северо-западного, северо-восточного и других направлений, осложняющих внутреннее строение зон. Смещения по ним обычно небольшие (первые метры) или вообще не проявились, т.е. такие разломы заметно не влияли на условия современного осадконакопления и на закономерности размещения россыпей алмазов. Поисковое значение таких разломов заключается в том, что многие разломы унаследованы от более древних эпох развития региона и, следовательно, по ним можно картировать разрывные структуры [14], которые в прошлом контролировали размещение магматических образований (в том числе и кимберлитов). Полученная геолого-тектоническая характеристика конкретных регионов и перспективных территорий в дальнейшем используется при применении других методов и приемов поисков (геофизических, минералогических, геохимических и др.). Очень важными при прогнозировании перспективных алмазоносных площадей являются выделения и анализ ортократонов и термоблем.

Литература

1. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Соколов В.Н.* Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минерагения зоны гипергенеза. М.: ИГЕМ АН СССР, 1980. С. 45–54.

2. *Гладков А.С., Борняков С.А., Манаков А.В., Матросов В.А.* Тектонофизические исследования при алмазопоисковых работах. Методическое пособие. М.: Научный мир, 2008. 175 с.

3. *Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. Воронеж: ВГУ, 2000. 161 с.

4. *Зинчук Н.Н.* Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. № 2. С. 41–56.

5. *Зинчук Н.Н.* Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021. № 4. С. 35–52.

6. *Зинчук Н.Н.* Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 100–120.

7. *Зинчук Н.Н.* О специфике глинистых минералов в осадочных формациях // Вестник Пермского университета. Геология. 2022. № 1. С. 10–23.

8. *Зинчук Н.Н.* О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. № 1. С. 42–55.

9. *Зинчук Н.Н.* О геолого-поисковых типах кимберлитовых трубок // Известия Коми НЦ УрО РАН. Науки о Земле. 2023. № 2 (60). С. 43–56.

10. *Зинчук Н.Н.* Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазопоисковыми работами // Отечественная геология. 2024. № 3. С. 43–72.

11. *Зинчук Н.Н.* О некоторых особенностях региональной поисковой алмазной минералогии // Вестник Пермского госуниверситета. Геология. 2024. Т. 23. № 2. С. 152–172.

12. *Зинчук Н.Н.* Об особенностях некоторых индикаторных минералов кимберлитовых пород // Вестник Пермского госуниверситета. Геология. 2024. Т. 23. № 4. С. 352–376.

13. *Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П.* Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 66–71.

14. *Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И.* Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв, 2004. 166 с.

15. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: ВГУ, 2004. 282 с.

16. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т.* Историко-минерагенический анализ коренной алмазоносности Сибирской платформы // Труды НИИГ Воронежского гос. университета. Вып. 61. Воронеж: ВГУ, 2010. 100 с.

17. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. № 2. С. 53–63.

18. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского университета. Геология. 2001. № 12. С. 45–51.

19. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. № 2. С. 57–68.

*2*0. *Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т. и др.* Алмазоносность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т. 17. 121 с.

21. *Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М.* Космические методы при прогнозировании и поисках месторождений алмазов. М.: Недра, 2001. 198 с.

22. *Rosen O.M., Serenko V.P., Spetsius Z.V. et.al.* Yakutian kimberlite position in the Sibirian craton and composition of the upper and lower crust // Geologiya and Geofizika. 2002. V. 43. N 1. P. 3–26.

Д.С. Зыков[1,2], А.В. Полещук[1]

Рыбинский грабен как отражение новейшей внутриплатформенной геодинамики Восточно-Европейской платформы

Работа посвящена слабо изученной проблеме расшифровки геодинамических особенностей проявления новейшей локальной горизонтальной внутриплатформенной подвижности земной коры. В качестве методического подхода используется морфоструктурный анализ, в котором сопоставляется геологическая структура и особенности рельефа, на основании которого делаются выводы о новейшей активизации структуры. Полученные сочетания интерпретируются с применением структурно-кинематических моделей.

Рыбинский грабен расположен над Среднерусским авлакогеном и четко читается по поверхности фундамента и низам чехла как депрессия, ограниченная двумя крупными разломами северо-западного простирания – Рыбинским и Череповецким. При этом горизонтальная амплитуда смещения авлакогена по Рыбинскому разлому составляет около 100 км. Грабен явно обновлял свое развитие в новейшее время, т.к. образует почти строго над собой Молого-Шекснинскую депрессию примерно соответствующей формы.

Балтийский щит в районах, прилегающих к Русской плите ВЕП делится на ряд крупных массивов докембрийской консолидации. Карельский массив расположен между областями развития беломорских и свекофенских комплексов. Все перечисленные мегаструктуры прослеживаются на юг под чехлом Русской плиты. Карельский массив занимает центральное положение в исследуемом районе. Он вытянут в СЗ направлении и имеет размеры примерно 600×300 км. На юге Карельский массив перекрыт чехлом Русской плиты. На основании сходящихся к югу конусом магнитных аномалий, под чехлом вполне вероятно наличие в массиве заостренной к югу структуры или окончания, имеющего заостренную форм (рис. 1).

Связь Рыбинского морфоструктурного узла с внутренней неотектонической геодинамикой Восточно-Европейской платформы (ВЕП) устанавливается при анализе геодинамических систем, проявляющих свою активность в окружающих узел районах. Самой главной из геодинамических систем, проявляющих свою активность в окружающих узел районах, безусловно, является система, связанная с воздействием, оказываемым

[1] ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия

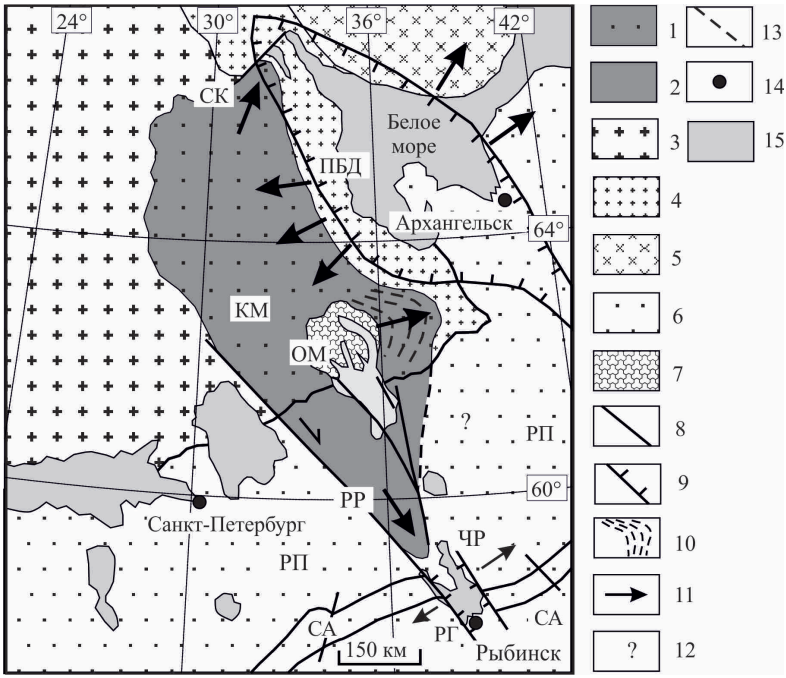


Рис. 1. Новейшая геодинамика на севере Восточно-Европейской платформы с участием Карельского массива и Рыбинского грабена.

1 – Карельский массив на Балтийском щите; *2* – часть Карельского массива, скрытая под чехлом Русской плиты; *3* – свекофенниды; *4* – беломориды; *5* – кристаллические комплексы Кольского п-ова; *6* – Русская плита; *7* – Онежская протерозойская мульда; *8* – разрывы; *9* – ограничения грабенов и депрессий; *10* – минеральная линейность кристаллических комплексов; *11* – тенденция перемещения субстрата; *12* – область, которую некоторые авторы включают в Карельский массив; 13 – предположительная граница Карельского массива; *14* – города; *15* – водоемы.

Буквенные обозначения: РП – Русская плита; КМ – Карельский массив; ОМ – Онежская морфоструктура; ПБД – Прибеломорская депрессия; РГ – Рыбинский грабен; РР – Рыбинский разлом; СА – Среднерусский авлакоген; СК – Северокарельский выступ; ЧР – Череповецкий разлом

на Балтийский щит глубинными подкоровыми процессами, с которыми может быть связано раскрытие Атлантики. Их характер дискутируется, но наличие в целом признается [3, 4]. Исходя из существования геодинамического воздействия на ВЕП, видимо носящего характер направленного давления, высказывается мнение о возможности некоторого движения щита к ЮВ в сторону Русской плиты [5].

Предполагаемое воздействие на Балтийский щит со стороны Атлантики, и вызванные им подвижность щита и его деформации, приводят к развитию подчиненных внутриплатформенных геодинамических систем. Они связаны с взаимоувязанными деформациями имеющихся в кристаллических породах фундамента крупных разнородных массивов.

Одним из таких массивов и является Карельский массив Балтийского щита, для которого для новейшего времени было обоснована тенденция отодвигания его выступающих краев в районе Северо-Карельской зоны к северу и в районе Онежской морфоструктуры к юго-востоку [1] (см. рис. 1).

Край Карельского массива между двумя вышеупомянутыми выступами имеет вогнутую форму. Конформно его краю, вдоль всей его СВ стороны в новейшее время наблюдается активное развитие крупной неотектонически обусловленной [2] линзовидной депрессии (Прибеломорской), в центральной части которой расположено Белое море (см. рис. 1). Конформность отодвигающейся границы развивающегося новейшего прогиба и Карельского массива свидетельствует об их взаимоувязанном неотектоническом развитии. Результирующая геодинамическая модельная картина для Карельского массива в пределах Балтийского щита, в которой отражено его сокращение в поперечнике («раздавливание») со стороны разрастающейся Прибеломорской депрессии в центральной части, и соответствующее выдвигание («выдавливание») по краям, приведена в [1].

Наши последние исследования в районе Рыбинского морфоструктурного узла позволяют существенно дополнить рассматриваемую модель и, опираясь на описанную выше схему дислоцирования всего Карельского массива, по-новому подойти к происхождению и индикационной роли Рыбинского узла в неотектоническом развитии района Циркумбалтийского пояса ВЕП. В основе этой обновленной модели лежит то, что Рыбинский грабен расположен напротив южного заостренного клиновидного окончания Карельского массива, которое выражено также в рельефе фундамента.

Рыбинская морфоструктура увязывается с движением заостренного южного края Карельсского массива к юго-востоку. Это движение отвечает сдавливанию Карельского массива при парагенетическом расширении Прибеломорской депрессии, и отодвиганию его южного заостренного окончания к югу, с возникновением перед ним морфоструктуры расклинивания в виде грабена. Аналогично подобным морфоструктурам, расположенным в цепи новейших грабенов по краю щита (Кандалакшский, Ладожский, Онежский, Псково-Чудской), возможность появления Рыбинской морфоструктуры облегчается расположением ее в пределах Циркумбалтийского пояса [5], расположенного дугой между Балтийским щитом и Русской плитой. Грабен Рыбинского «моря» расположен напро-

тив суженного (заостренного) окончания выступа и может быть рассмотрен как структура расклинивания перед индентором.

Значительное удаление южного окончания массива от источника напряжений с сохранением способности к подвижности можно, видимо, объяснить двумя причинами: свойствами Циркумбалтийского пояса, т.е. облегченной возможностью к раздвиганию его субстрата перпендикулярно давлению щита, и отмеченной выше тенденцией движения щита к плите.

Литература

1. *Зыков Д.С.* Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 534).

2. *Зыков Д.С.* Морфоструктура области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ как отражение горизонтальной компоненты подвижности земной коры // Геоморфология. 2014. № 3. С. 62–73. https://doi.org/10.15356/0435-4281-2014-3-62-73

3. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплатформенная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.

4. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 242 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 514).

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

И.А. Избродин[1], А.Г. Дорошкевич[1], А.В. Пономарчук[1]

Щелочные интрузии Северного Прибайкалья: к проблеме «сыннырского комплекса»

Одной из характерных черт щелочного магматизма в зоне сочленения Сибирского кратона и Центрально-Азиатского складчатого пояса является его чёткая приуроченность к крупным региональным тектоническим зонам. Размещение интрузий щелочных пород приурочено к линейным структурам, которые контролируются, как правило, региональными разломами. В пределах этого региона выделяются четыре основных сегмента: Восточно-Саянский (~10 массивов), Джидинский (~10 проявлений),

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Витимский (>20 массивов), Северобайкальский (~10 массивов). Далее к востоку от них, в пределах Кодаро-Удоканского хребта, в зоне структурного сочленения архейских образований Чарской глыбы и протерозойских структур Кодаро-Удоканской зоны байкалид, расположены Сакунский и Муруинский массивы – ключевые объекты переходной области между Северным Прибайкальем и Алданским нагорьем.

Степень петрологической и геохронологической изученности щелочных комплексов различных сегментов крайне неравномерна, что значительно затрудняет их корреляцию.

В Северобайкальском сегменте выделяются три формации [6]: кальсилит-нефелиновая и щелочно-сиенитовая (сыннырский тип), нефелиновосиенит-граносиенитовая (бурпалинский тип) и святоносит-акерит-граносиенитовая (конкудерский тип). Среди щелочных массивов региона (Гоуджекитский, Горбулакский, Акитский, Бурпалинский, Соломалгунский, Кудушкитский, Сыннырский, Якшинский, Авгинский, Монюканский, Авсакский, Конкудерский, Углинский) А.Я. Жидков с соавторами [2] предложили объединить только те, что содержат щелочные и нефелиновые сиениты, в единый сыннырский позднепалеозойский комплекс, ссылаясь на K–Ar и U–Pb данные (305–340; 200 млн лет), геохимическое сходство и пространственную близость объектов.

В.В. Архангельская [1], напротив, полагала, что такие породы следует объединить в единый гранитоидно-щелочно-сиенитовый комплекс, формирование которого, по её мнению, происходило в течение длительного периода от среднего палеозоя до мезозоя. В пределах Северобайкальского сегмента он проявлялся как конкудеро-мамоканский комплекс, а на Алдано-Становом щите как имангакитско-сакунский комплекс, который, по её представлениям, образует Кодаро-Удоканскую щелочную провинцию и включает субщелочные гранитоиды Ингамакитского, Леприндоканского и Оронского массивов, гранодиориты Имангрских массивов, а также щелочные сиениты Мурурингского штока. Однако последующие исследования выявили значительно более сложную и полифазную историю становления, опровергнувшую гипотезу о единовременном генезисе этих объектов.

Наиболее полные данные по Северобайкальскому сегменту получены для Бурпалинского массива: возрастной интервал становления пород массива равен 301–283 млн лет [3, 7, 9, 12], что указывает на синхронную кристаллизацию различных фаз. Для Сыннырского интрузива получен возрастной интервал 295–289 млн лет [3, 13]. При этом дайки лейцитовых фонотефритов, прорывающие сынныриты внутренней зоны, датируются рубежом нижнего–среднего триаса [11].

Нефелиновые сиениты Акитского интрузива и ассоциированные с ними карбонатные жилы с Y–РЗЭ-минерализацией сформировались 186–

180 млн лет назад [5, 10]. Это свидетельствует о тесной временной связи магматизма и рудообразования и указывает на существенное отличие данного этапа от позднепалеозойских щелочных комплексов региона.

Еще более сложная геохронологическая картина получена для Гоуджекитского массива: для его нефелиновых сиенитов получены резко расходящиеся возрастные оценки: 925±5 млн лет (U–Pb по циркону) и 250 млн лет (Ar–Ar по биотиту) [4]. Дополнительные исследования циркона из трахитоидных нефелиновых сиенитов показали сильную дискордантность и широкий разброс возрастов (887–974 млн лет). Средневзвешенный $^{206}Pb/^{238}U$-возраст, скорректированный с использованием ^{207}Pb-поправки на нерадиогенный свинец, составляет 932± 6 млн лет.

Таким образом, щелочной магматизм Северо-Байкальского сегмента полифазный и охватывает как минимум три геохронологических рубежа: неопротерозой (~930 млн лет, Гоуджекит); поздний палеозой (283–305 млн лет, Бурпала, Сынныр); мезозой (240–250 млн лет, фонотефритовые дайки Сыныра, импульс прогрева Гоуджекита; 180–186 млн лет, Акит). Концепция единого сыннырского позднепалеозойского комплекса не подтверждается геохронологически и требует пересмотра региональных моделей эволюции магматизма в данном регионе.

Исторически Сакунский массив рассматривался как единый объект, однако, по мере накопления геохронологических данных (K-Ar метод), В.В. Архангельская [1] расчленила его на три генетически независимых комплекса: ультрабазиты ханинского комплекса (1983–2070 млн лет), граносиениты и граниты ингамакитского комплекса (254–359 млн лет), и щелочные породы сакунского комплека (175–338 млн лет). Впоследствии [6] было подтверждено существование двух основных комплексов: ингамакитский (K-Ar: 283–359 млн лет), отнесённый к монцонит-граносиенитовой формации и представленный преимущественно субщелочными гранитоидами, и ханинский (сакунский) комплекс с ультракалиевой специализацией, отнесённый к кальсилит-нефелин-сиенитовой и щелочно-сиенитовой формациям (330–300 до 200 млн лет). Позднее, возраст щелочных сиенитов Южносакунского массива был уточнён (Rb–Sr, 288±5 млн лет [8]). В непосредственной близости к Сакунскому массиву находятся более мелкие интрузии гранитоидно-щелочного состава: Муруринский, Имангрский и др., для которых достоверные геохронологические данные в литературе отсутствует.

В связи с неопределённостью генетической природы пироксенитов Южносакунского массива, относимых либо к ксенолитам ханинского комплекса (1983–2070 млн лет [1]), либо к собственной фазе массива (268–320 млн лет [6]), было проведено $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирование биотитов из оливиновых пироксенитов (образец Sk-147) и пироксенитов (SK-191) из разных частей массива, а также амфибола из пироксенитов (SK-203),

отнесённых к первой фазе ингамакитского комплекса (северо-западная часть массива).

Образец Sk-147 дал возрастное плато по пяти среднетемпературным ступеням (70% выделенного ^{39}Ar) с возрастом 280.5±3.4 млн лет. Для Sk-191 плато из четырёх последних ступеней дает средневзвешенный возраст 278.2±3.0 млн лет. Амфибол из пироксенита SK-203 (ингамакитский комплекс) характеризуется возрастным плато 313.4±3.1 млн лет. $^{40}Ar/^{39}Ar$-датирование биотита из пироксенита Муруинского массива (МН-42) выявило плато по пяти средне- и высокотемпературным ступеням (>65% ^{39}Ar) с возрастом 287±3 млн лет.

Таким образом, полученный возраст биотитов из пироксенитов относимых к ханинскому (сакунскому) комплексу Южносакунского и Муруинского массивов равен 278–287 млн лет. Пироксениты ингамакитского комплекса демонстрируют более древний возраст (~313 млн лет), что требует дополнительного изучения.

Учитывая, что данный интрузив по структурно-вещественной ассоциации полностью соответствует сыннырскому высококалиевому комплексу и относится к тем же кальсилит-нефелин-сиенитовой и щелочно-сиенитовой формациям, а также принимая во внимание сходство геологического строения Сакунского щелочно-сиенитового гранитоидного плутона и Сыннырского ареала, их близкий возраст и региональное расположение, представляется возможным объединить эти объекты в единый сыннырский комплекс.

Исследование проведено за счет средств гранта РНФ № 22-17-00078-П. Благодарим В.В. Шарыгина за предоставленную коллекцию пород, собранную в ходе полевых работ в 1983–1986 гг.

Литература

1. *Архангельская В.В*. Редкометальные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М.: Недра, 1974. 128 с.

2. *Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.Н*. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северобайкальского нагорья // Докл. РАН. 1995. Т. 149. № 1. С. 152–155.

3. *Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Малютина А.В., Семенова Д.В., Радомская Т.А., Крук М.Н., Прокопьев И.Р., Старикова А.Е., Рампилов М.О*. Геохронология пород щелочного массива Бурпала (Северное Прибайкалье): новые U-Pb данные // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 1. С. 0741.

4. *Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Ласточкин Е.И., Хубанов В.Б., Пономарчук А.В*. Проблема корреляции U-Pb и Ar-Ar возрастов щелочного магматизма: пример Гоуджекитского массива (Северо-Байкальская щелочная провинция) // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геоло-

гия, петрология, рудный потенциал. Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2025. С. 75–77.

5. *Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е., Рампилов М.О., Хубанов В.Б., Семенова Д.В.* Мезозойский возраст нефелиновых сиенитов Акитского щелочного интрузива и его связь с проявлением редкоземельного оруденения (Северо-Байкальская щелочная провинция) // XXIII научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту». Иркутск, 2025. С. 112–114.

6. *Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.* Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. 239 с.

7. *Котов А.Б., Владыкин Н.В., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Сотникова И.А., Яковлева С.З.* Пермский возраст Бурпалинского щелочного массива (Северное Прибайкалье): геодинамические следствия // Докл. РАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 295–299.

8. *Покровский Б.Г., Жидков А.Я.* Источники вещества ультракалиевых щелочных пород Сыннырского и Сакунского массивов по изотопным данным // Петрология. 1993. № 2. С. 195–204.

9. *Пономарчук А.В., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Малютина А.В., Радомская Т.А., Прокопьев И.Р.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование пород щелочного массива Бурпала – ключ к пониманию длительности его становления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 5. С. 0849.

10. *Рипп Г.С., Владыкин Н.В., Дорошкевич А.Г., Сотникова И.А.* Акитский массив щелочных пород и ассоциирующееся с ним оруденение // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2006. С. 270–286.

11. *Саватенков В.М., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Лебедева Ю.М.* Изотопные (Nd–Sr) характеристики и возможные источники ультракалиевых щелочных пород Сыннырского массива (Северное Прибайкалье) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. Вып. 16. С. 497–501.

12. *Старикова А.Е., Малютина А.В., Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Радомская Т.А., Исакова А.Т., Семенова Д.В., Корсаков А.В.* Минералого-петрографическая и геохимическая характеристика циркона как отражение условий его образования на примере цирконов из пород Бурпалинского массива, Северное Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 5. С. 0787.

13. *Стифеева М.В., Владыкин Н.В., Сотникова И.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.* Новые данные о возрасте Сыннырского массива (Северное Прибайкалье) // VIII Российская конференция по изотопной геохронологии. СПб.: ИГГД РАН, 2022. С. 151.

В.Р. Кальбергенова[1], Е.А. Фикри[1], В.М. Макеев[1], И.В. Коробова[1]

Геолого-геоморфологические признаки тектонического влияния на речные долины

Горное сооружение Большого Кавказа является сегментом альпийско-гималайского горно-складчатого пояса и формируется при сближении Евразийской и Аравийской (Арабской) литосферных плит (рис. 1).

Район проводимых исследований охватывает центральную часть Северного Кавказа и включает юг Ставропольского свода, Минераловодский выступ, южные окраины Западно-Кубанского и Терско-Каспийского передовых прогибов, Северо-Кавказскую моноклиналь, Лабино-Малкинскую зону и поднятия Передового и Главного Кавказского хребтов, (см. рис. 1 А, Б). Переход от Скифской плиты к Большому Кавказу образован двумя глубокими осадочными бассейнами мощностью более 6000 м: Терско-Каспийским на востоке и Западно-Кубанским на западе. С тектонической точки зрения они являются передовыми прогибами, заложившимися в позднеэоцен-олигоценовую эпоху [4]. Между ними простирается Ставропольское поднятие, сложенное палеогеновыми отложениями, залегающими на приподнятом (относительно прогибов) в новейшее время палеозойском фундаменте. Южная часть Ставропольского поднятия приурочена к Минераловодскому выступу, пронизанному 17 магматическими диапирами позднего миоцена. Южнее располагаются Северокавказская моноклиналь и Лабино-Малкинская зона, сложенные юрско-меловыми породами. Расположенный южнее Передовой хребет, сложен осадочно-вулканическими ордовико-силурийско-нижнекаменноугольными породами, перекрытыми молассами позднего карбона – перми. С севера хребет ограничен Черкесским разломом, а на юге – крупной зоной Пшекиш-Тырныаузского разлома, отделяющей его от Главного Кавказского хребта. Последний сложен преимущественно метаморфизованными средне- и позднепротерозойскими породами, и инкрустированными в них гранитными интрузиями раннепалеозойского возраста.

За последние годы накоплено и обработанно много данных, благодаря которым можно создать суммарную картину тектонического строения региона [4, 5]. Однако, неоднородность в строении региона, а также потенциальные риски активации существующих разломов, остаются до сих пор не до конца определенными. Цель настоящей работы – выявить

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

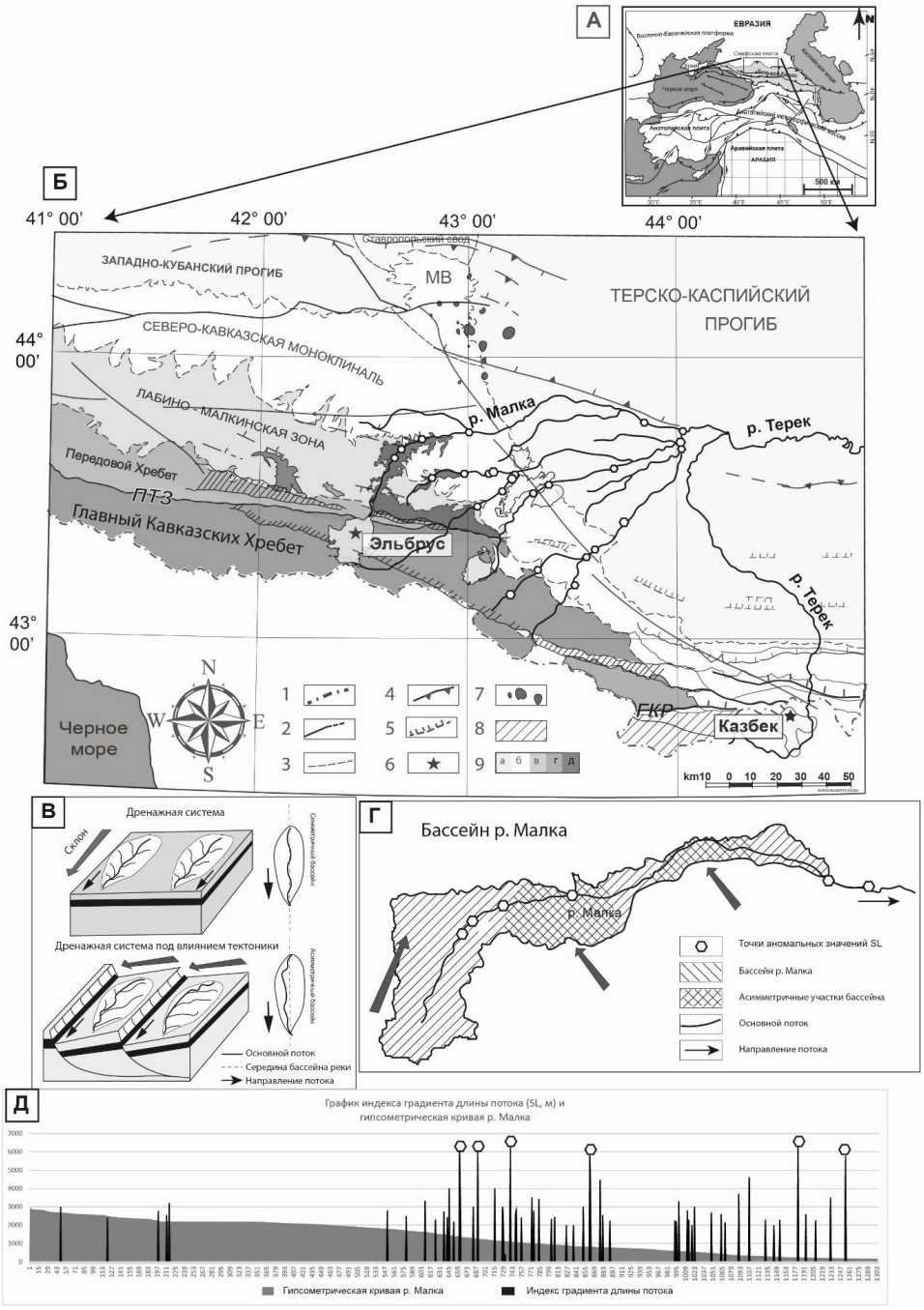

А
ЕВРАЗИЯ
Восточно-Европейская платформа
Скифская плита
Черное море
Анатолийская плита
Аравийская плита
АРАБИЯ
500 км
Б
41° 00'
42° 00'
43° 00'
44° 00'
44° 00'
43° 00'
ЗАПАДНО-КУБАНСКИЙ ПРОГИБ
Ставропольский свод
МВ
ТЕРСКО-КАСПИЙСКИЙ ПРОГИБ
СЕВЕРО-КАВКАЗСКАЯ МОНОКЛИНАЛЬ
ЛАБИНО - МАЛКИНСКАЯ ЗОНА
Передовой Хребет
ПТЗ
Главный Кавказских Хребет
Эльбрус
р. Малка
р. Терек
р. Терек
ГКР
Казбек
Черное море
N
W
E
S
1
2
3
4
5
6
7
8
9
а б в г д
km10 0 10 20 30 40 50
В
Дренажная система
Склон
Симметричный бассейн
Дренажная система под влиянием тектоники
Асимметричный бассейн
Основной поток
Середина бассейна реки
Направление потока
Г
Бассейн р. Малка
р. Малка
Точки аномальных значений SL
Бассейн р. Малка
Асимметричные участки бассейна
Основной поток
Направление потока
Д
График индекса градиента длины потока (SL, м) и
гипсометрическая кривая р. Малка
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
Гипсометрическая кривая р. Малка
Индекс градиента длины потока

Рис. 1. Геолого-геоморфологическое строение бассейна р. Малка и смежных районов.

А – Региональная геодинамическая схема с основными литосферными плитами и орогенными доменами [1–3, 7].

Б – Схема исследуемого района с основными структурами [6]. Цифрами обозначены: *1* – Государственная граница Российской Федерации, *2* – крупные разломы, *3* – границы тектонических зон, *4* – крупные 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, где : *а* – Передовые прогибы (N–Q), *б* – Северо-Кавказская моноклиналь (J_{2-3}–K_2), *в* – Лабино-Малкинская зона (J_1–J_{2-3}), *г* – Передовой хребет (O–P), *д* – Главный Кавказский хребет (PR) [4] ; ПТЗ – Пшекиш-Тырныаузская зона; ГКР – Главный Кавказский разлом.

В – Схема, объясняющая изменения дренажной системы при активных тектонических деформациях, когда основной поток мигрирует и подрезает склон реки от средней линии бассейна.

Г – Бассейн р. Малка до слияния ее с основными притоками.

Д – График, где серым цветом показана гипсометрическая кривая р. Малка, а вертикальные пики показывают высокие значения индекса градиента потока (SL, м). Причем, некоторые имеют аномально высокие значения (см. объяснения в тексте)

тектонически активные участки, в связи с высокой сейсмичностью региона.

Развитие ландшафтов Земли в тектонически активных районах является результатом динамических взаимодействий между тектоническими процессами, вызывающими вертикальное и горизонтальное смещение пород, и эрозионными процессами, зависящими главным образом от стадийности тектонических движений, литологии и цикличности климата [7]. В этой работе мы приводим геоморфологические признаки тектонического влияния на развитие современных речных долин в центральной части Северного Кавказа на примере р. Малка и ее основных притоков (см. рис. 1 Б). Тектоническая деформация была оценена на основе комбинированного анализа нескольких классических геоморфологических показателей: анализа гипсометрических кривых, анализа поперечной симметрии бассейна и индекса градиента длины потока (SL). Активная тектоника оценивается с использованием данных Цифровой Модели Рельефа (DEM) с разрешением 30 метров [10], и в общей сложности исследованы русла и дренажные бассейны р. Малка и ее 7 основных притоков с использованием программного обеспечения QGIS [8].

Индекс градиента длины потока (также известный как индекс SL) является индикатором для измерения изменений в профиле реки и опре-

деляется соотношением наклона к длине русла [9] и представлен как: $SL = (\Delta H/\Delta L) * L$, где ΔH – разность высот между концами сегмента, ΔL – длина сегмента, а L – общая длина от средней точки сегмента канала до дренажного водораздела. Индекс SL широко применяется в различных геодинамических построениях, потому что он очень чувствителен к изменениям уклона русла, связанного с наличием тектонического и/или литологического влияния. Аномально высокие значения SL приурочены к зонам активных тектонических разрывных нарушений, в том числе не отображенных на поверхности, погребенных. На рис. 1 Д представлены гипсометрическая кривая и пики аномальных значений индекса градиента потока, обозначенные шестигранниками на карте Б. Форма гипсометрической кривой р. Малка указывает на тектонически-активные участки (в верхнем и среднем течении), где поднятие рельефа происходит быстрее речной эрозии. Таким образом, предполагается, что в данных участках происходит тектоническая деформация земной поверхности, что может быть потенциально опасно для площадок различного рода сооружений, в то время, как в нижнем течении рельеф выполаживается, что свидетельствует об относительной тектонической стабилизации участка.

Для всех рек также построены гипсометрические кривые. Анализ формы кривых показали наличие локального активного поднятия на некоторых участках р. Малка, р. Баксан, р. Чегем.

Результаты, полученные с помощью анализа поперечной топографии, показывают асимметрию в большинстве изученных водосборных бассейнах с преимущественно северной боковой миграцией (см. рис. 1).

В пределах исследуемой территории проводится аналогия и сравнение асимметрии русла с углом падения плоскостей залегания пород и тектонических разрывных нарушений. Аномальные уклоны тальвега русла совпадают с зонами дислокации геологических пластов, и характеризуются изменением рельефа в районах, где реки протекают над погребенными и выходящими на поверхность разломами (см. рис. 1 В, Г). На схеме Г видны участки, где русло отклоняется от середины к краю бассейна, что является признаком интенсивных неотектонических деформаций. Темными стрелками указано направление склона, ответственного за симметрию бассейна реки, точками отмечены значения индекса градиента потока (SL, м), имеющие аномально высокие показатели, которые невозможно объяснить изменением состава и плотности пород.

Таким образом, отмечается значительное тектоническое влияние на развитие природных дренажных систем и свидетельство активации некоторых из разломов, даже визуально не проявленных на поверхности, что, в свою очередь, может быть использовано для оценки рисков сейсмотектонической активности.

Наш анализ не только подтвердил, что существует значительный тектонический контроль рисунка дренажных систем, но и выявил возможные свидетельства реактивации некоторых из них.

Литература

1. *Андреев В.М., Шейков А.А., Лаврищев В.А., Ермаков В.А.* Государственная геологическая карта РФ. М-б: 1:1 000 000. К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала). С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2011.

2. Государственная геологическая карта РФ. М-б: 1:1 000 000. L-37 (Ростов-на-Дону) / Гл. научн. ред. В.А. Снежко. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2020-2022, 2021 (Серия Скифская)

3. Государственная геологическая карта РФ. М-б: 1:1 000 000. L-38 (Пятигорск). Третье поколение. Скифская серия. Составлена: ФГБУ «ВСЕГЕИ», ФГУГП Кавказгеолсъемка, 2006 г. Редактор С.И. Застрожнов.

4. *Демина Л.И., Копп М.Л., Короновский Н.В., Леонов М.Г., Леонов Ю.Г., Ломизе М.Г., Панов Д.И., Сомин М.Л., Тучкова М.И.* Большой Кавказ в Альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

5. *Кальбергенова В.Р., Мозар Дж., Макеев В.М.* Альпийская тектоника и геодинамика центральной части Северного Кавказа // Мат-лы LVI Тектонического совещания. Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. М.: ГЕОС, 2025. С. 230–234.

6. *Письменный А.Н. Горбачев С.А. и др.* Государственная геологическая карта РФ. М-б: 1:200 000. Изд. II-е. Серия Кавказская. Листы К-38-IX, XV (Владикавказ). С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2006.

7. *Bishop M.P., Shroder J.F.* Remote sensing and geomorphometric assessment of topographic complexity and erosion dynamics in the Nanga Parbat massif / Tectonics of the Nanga Parbat Syntaxis and the Western Himalaya// Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2000. V. 170 P. 181–200. http://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.170.01.10

8. HydroRIVERS and HydroBASINS. URL: https://www.hydrosheds.org (дата обращения: 18.06.2025)

9. *Radaideh O.M., Mosar J.* Tectonics controls on fluvial landscapes and drainage development in the westernmost part of Switzerland Insights from DEM-derived geomorphic indices // Tectonophysics. V. 768. 2019. Art. 228179. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228179

10. *Rouault E., Warmerdam F., Schwehr K., Kiselev A., Butler H., Łoskot M., Szekeres T., Tourigny E., Landa M., Miara I., Elliston B., Chaitanya K., Plesea L., Morissette D., Jolma A., Dawson N., Baston D., de Stigter C., Miura H.* 2025. GDAL (v3.11.3). Zenodo. https://doi.org/10.5281/zenodo.15869424

В.А. Камзолкин[1], А.В. Латышев[1,2], В.Б. Хубанов[1], А.В. Чистякова[1], М.Ю. Шур[1,2], Р.В. Веселовский[1,2], И.А. Нестерова[1], Ю.П. Видяпин[1]

Новые геохронологические данные о поздневендских и палеозойских комплексах Большого Кавказа и их тектоническая интерпретация

Доальпийское основание Большого Кавказа традиционно подразделяется на южный, Сванетский домен, и северный домен, ключевое отличие которых заключается в факте проявления варисцийского тектогенеза в пределах северного домена, при отсутствии свидетельств такового в пределах Сванетского домена [3]. В структуре доальпийского основания Большого Кавказа совмещены контрастные по возрасту и уровню метаморфизма толщи, сформированные в различных палеогеографических обстановках. Проявления покровной тектоники в пределах северного домена дополнительно усложняют видимое строение входящих в его состав зоны Передового хребта и Бечасынской зоны.

Одной из важнейших региональных проблем тектоники доюрского основания Большого Кавказа является реконструкция истории тектонического развития региона в палеозое. Особенное внимание привлекают события, связанные со становлением покровной структуры, сопровождавшей аккрецию структур Большого Кавказа к южной окраине Восточно-Европейской платформы в саурскую фазу герцинской складчатости [1] и последовавшим внедрением больших объемов калиевых гранитоидов [1]. Сформированная в результате структура перекрывается обширными объёмами континентальных сероцветных (средне- и позднекаменноугольных) и красноцветных (ранне- и среднепермских) моласс. Проблема реконструкции ранне- и среднепалеозойской тектонический эволюции региона состоит в недостатке сведений о возрасте целого ряда осадочных формаций и магматических образований.

В последние годы для решения проблемы восстановления истории тектонической эволюции доюрского основания Большого Кавказа на примере его северных зон активно применяется метод изучения возраста обломочного циркона. Так, благодаря изучению обломочного циркона урлешской свиты М.Л. Соминым [4] был сделан важный тектонический вывод о том, что на момент ее формирования структуры Балтии не входили в область питающей провинции. В дальнейшем этот вывод был

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

подтвержден на более представительном материале Н.Б. Кузнецовым с соавторами [2].

Вместе с тем тектонические условия формирования палеозойских моласс являются важными для реконструкции позднепалеозойской истории эволюции региона. Для установления возраста популяций обломочного циркона и реконструкции возможных источников сноса было организовано изучение разновозрастных свит, участвующих в строении каменноугольных и пермских моласс.

Выделение цирконов производилось в ГИН РАН (Москва), Исследование зерен цирконов производилось в ЦКП ИФЗ РАН и ИЗК СО РАН.

В целях изучения популяций обломочного циркона, нами были опробованы три свиты, участвующие в строении средне-позднекаменноугольной молассы: среднекаменноугольная малоурупская (проба 19-8, полученные возрастные пики 445, 678, 856 млн лет, рис. 1); позднекаменноугольная карджелмасская (проба 23-17a, возрастные пики: 432, 767 млн лет); позднекаменноугольная караджелмасская или гремучинская (проба 19-9, возрастные пики 473, 699, 1830 млн лет).

Также были изучены три свиты, относящиеся к нижне-среднепермской молассе: нижнепермская кинырчадская свита (проба 24-15b, возрастной пик 281 млн лет), нижне-среднепермская песчано-конгломератовая толща (проба 24-32a, возрастной пик 315 млн лет) и большелабинская свита (проба 19-11 возрастные пики 390, 726 млн лет)

Полученные значения возраста зерен циркона из песчаников кинырчадской свиты, ранее относившейся к сакмарско-артинским векам приуральской эпохи, соответствуют уфимскому веку приуральской эпохи, что указывает на более молодой возраст этой свиты, нежели принято считать.

Характер распределения возрастных пиков популяций обломочного циркона из средне-верхнекаменноугольных и нижне-среднепермских моласс позволяет предположить, что в каменноугольном периоде осадконакопление происходило в ряде изолированных впадин в условиях сноса обломочного материала широкого возрастного спектра. В питающей провинции могли принимать участие структуры зоны Главного хребта. В перми преобладает снос материала из источников, характеризующихся доминированием одной возрастной популяции.

Также были изучены осадочные нижнекаменноугольные породы тоханской свиты, участвующие в строении Тоханского тектонического покрова (проба 24-20a). Наиболее молодая популяция (31% определений возраста) образует выраженный пик 370 млн лет. 48% определений формируют пик 541 млн лет. Два зерна имеют возраст около 1040 млн лет, одиннадцать зерен – раннепротерозойский возраст и шесть – архейский.

В целях уточнения возраста и возрастных популяций обломочного циркона, входящих в состав размываемых толщ, нами были получены

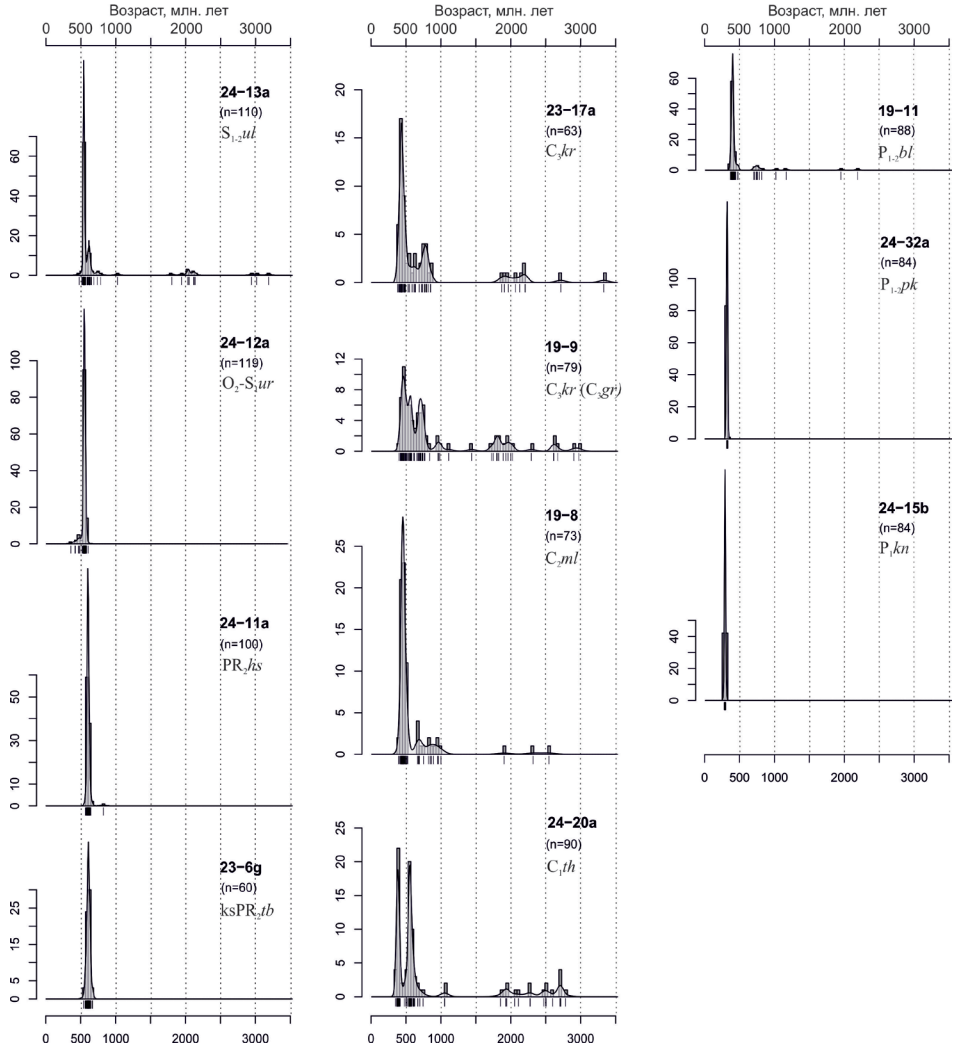


Рис. 1. Графики распределения возрастов обломочного циркона (KDE, Kernel Density Estimation) для изученных проб

данные о возрасте циркона из метаморфических пород кристаллического основания Бечасынской зоны, включая породы тубаллыкулакского кварцит-кристаллосланцевого комплекса (проба 23-6г, возрастной пик 603 млн лет) и метатуфов шиджатмазской свиты (проба 24-11а_х, возрастной пик 596 млн лет, одно зерно имеет возраст 814 млн лет), относи-

мых к венду. Из перекрывающих их слабометаморфизованных осадочных образованиях нижнеордовикской–нижнесилурийской(?) урлешской и нижне-среднесилурийской уллулахранской свит также были получены данные о возрастных популяциях обломочного циркона. Почти 90% всех значений изотопного возраста 119 зерен циркона из пород урлешской свиты находятся в диапазоне 583–523 млн лет и формируют пик с возрастом 541 млн лет. 11 зерен характеризуется молодыми значениями возраста с пиком 473 млн лет (флоский век). Для метаморфитов кристаллического основания Бечасынской зоны и в равной степени для урлешской свиты не характерно присутствие зерен древнее рифея [2–4]

Для песчаников уллулахранской свиты (проба 24-13а) для 88% определений возраста был получен пик 534 млн лет, кроме того, к позднему рифею (интервал 604–777 млн лет) относятся 18 значений возраста, а изотопные возрасты 9 зерен образуют популяцию раннепротерозойского возраста с пиком 2030 млн лет. Также присутствуют три зерна, давшие архейские возрасты.

Наличие докембрийских (рифейских и более древних) зерен циркона в нижне-среднесилурийской уллулахранской свите (Бечасынская зона) указывает на эрозию блоков древней континентальной коры.

Анализ значений, полученных нами U-Pb возраста циркона из бечасынского метаморфического комплекса и моласс зоны Передового хребта и Бечасынской зоны свидетельствует в пользу перигондванского происхождения комплексов, слагающих метаморфический фундамент этих зон и их формирования на окраине Гондваны в конце позднего рифея – венде.

Литература

1. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М.* Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 460 с.

2. *Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В., Шацилло А.В., Федюкин И.В., Данцова К.И., Романюк Т.В., Маслова О.А., Новикова А.С., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С.* Возраст Урлешской свиты (базальный уровень палеозойского разреза северного склона Большого Кавказа) и источники слагающего её обломочного материала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521. № 4. С. 5–15.

3. *Леонов Ю.Г.* Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

4. *Сомин М.Л., Потапенко Ю.Я.* Бечасынская зона фундамента Большого Кавказа: возраст комплексов и проблема их тектонической позиции / Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 286–290.

В.А. Камзолкин[1], А.В. Латышев[1,2], В.Б. Хубанов[1], А.В. Чистякова[1], М.Ю. Шур[1,2], Р.В. Веселовский[1,2], И.А. Нестерова[1], Ю.П. Видяпин[1]

О возрасте гранитов Бескесского выступа кристаллического фундамента Большого Кавказа

Бескесский, Даховский и Сахрайский выступы кристаллического фундамента Большого Кавказа формируют северный пояс выходов доюрского основания и находятся севернее крупных выходов структур зоны Передового хребта и Бечасынской зоны. На настоящий момент вопрос принадлежности Бескесского, Даховского и Сахрайского выступа к зоне Передового хребта (в работах М.Л. Сомина) либо к Бечасынской зоне (в работах Г.Д. Афанасьева, И.С. Красивской, Г.И. Баранова, И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шегнелиа) не решен окончательно [5]. Между тем этот вопрос важен для установления палеозойской эволюции Большого Кавказа и построения палеотектонических реконструкций.

Ранее [1] было установлено, что белая слюда в сланцах Бескесского выступа представлена, как и в породах Блыбского выступа, фенгитом, что является аргументом в пользу принадлежности Бескесского выступа к зоне Передового хребта. С другой стороны, важным является вопрос возраста грантоидного магматизма, широко проявленного в пределах Бескесского выступа. Так, для гранодиоритов балки Мощевой в разные годы было предпринято несколько попыток определения возраста. Критический разбор имеющихся опубликованных данных по данному вопросу приведен в работе [3], где также приводятся данные о возрасте цирконов из ортогнейсов Бескесского выступа, обнажающихся вблизи балки Мощевой – 389±4 млн лет. М.Л. Сомин предполагает, что гранодиориты балки Мощевой прорывают упомянутые ортогнейсы [3], в связи с чем логично предполагать их более молодой возраст.

И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелиа [1] считают возраст гранитоидов балки Мощевой позднеордовикским, а наиболее молодые имеющиеся оценки возраста (по белой слюде, 335–367 млн лет), полученные Г.Д. Афанасьевым связывают с временем мусковитизации, эпидотизации, альбитизации и окварцевания.

Нами было произведено изучение гранитов, обнажающихся в русле р. Бескес примерно в 1 км западнее балки Мощевой.

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Граниты пробы 23-44б преобразованы в условиях не выше зеленосланцевой фации метаморфизма, по химическому составу породы относятся к умеренно-щелочным гранитам, на дискриминантной диаграмме Rb/Y+Nb [5] породы соответствуют гранитам вулканических островных дуг.

Вмещающими породами для гранитов пробы 23-44б являются слюдяные сланцы Бескесского выступа.

Выделение цирконов из пробы производилось в ГИН РАН, U-Pb LA-ICP-MS определение возраста зерен цирконов производилось в ЦКП ИФЗ РАН.

Циркон пробы представлен удлиненными зернами с коэффициентом удлинения от 1:2 до 1:4 и их обломками размером от 50 до 300 мкм. Зерна циркона имеют отчетливо выраженную осцилляторную зональность. Торий-урановые отношения изученных зерен циркона лежат в интервале

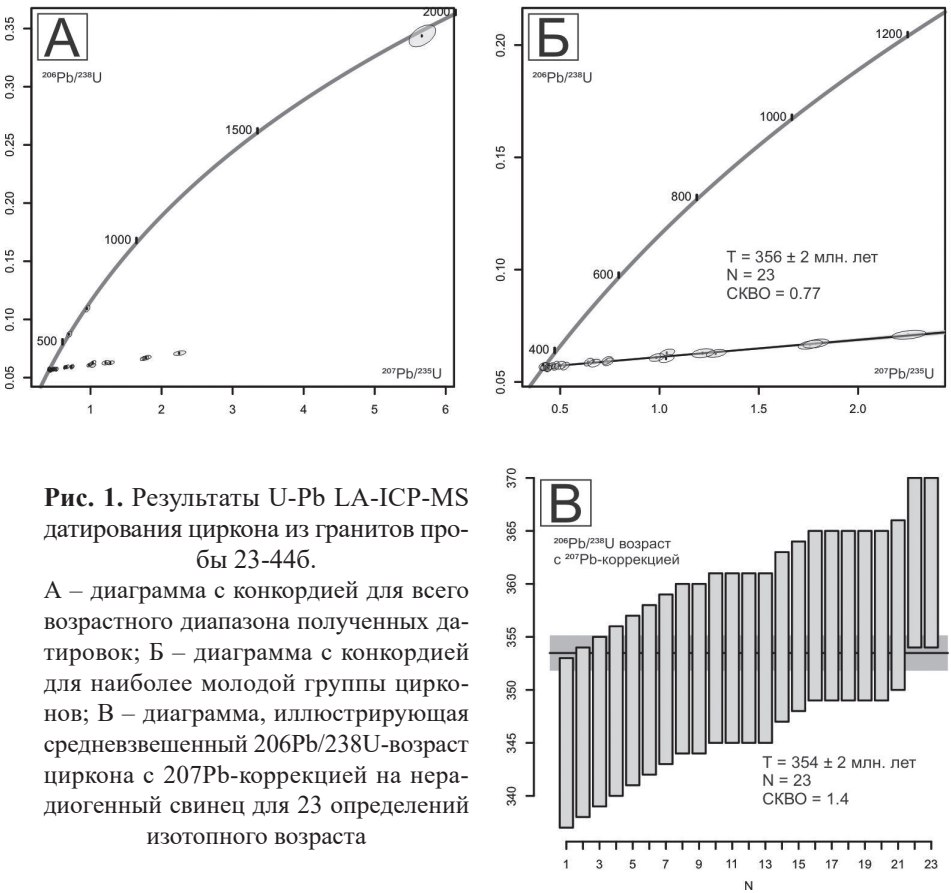


Рис. 1. Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования циркона из гранитов пробы 23-44б.

А – диаграмма с конкордией для всего возрастного диапазона полученных датировок; Б – диаграмма с конкордией для наиболее молодой группы цирконов; В – диаграмма, иллюстрирующая средневзвешенный 206Pb/238U-возраст циркона с 207Pb-коррекцией на нерадиогенный свинец для 23 определений изотопного возраста

0.1–1.5, что свидетельствует об их магматическом генезисе. Только два зерна имеют Th/U менее 0.1.

U-Pb изотопный возраст, оцененный методом пересечения псевдодискордии с конкордией и рассчитанный как средневзвешенное значение $^{206}Pb/^{238}U$-возраста с ^{207}Pb-коррекцией на нерадиогенный свинец по 22 определениям изотопного возраста, составляет 354±2 млн лет (±1σ), СКВО = 1.4 (рис. 1).

Полученная оценка возраста, по-видимому, соответствуют времени формирования гранитов р. Бескес в раннюю эпоху каменноугольного периода (турне). Проявление магматических процессов аналогичного возраста установлено также в пределах Даховского выступа доюрского фундамента. Так, М.Л. Соминым для метааплитов, прорывающих гранатовые амфиболиты, был получен возраст 354±4 млн лет [6]. В то же время для гранитов Даховского выступа недавно был получен LA-ICP-MS возраст 311.71±1.18 млн лет [2].

События конца девона – начала каменноугольного периода, также проявлены в пределах зоны Главного хребта (Перевальная подзона, буульгенский метаморфический комплекс; Эльбрусская подзона, гнейс-мигматитовый гондарайский комплекс), где происходила выплавка синметаморфических гранитов [1]. Некоторые исследователи на основании имеющихся датировок абсолютного возраста (от 302 до 330–367 млн лет, K-Ar метод) относят к ранней эпохе каменноугольного периода чиликский комплекс диорит-гранодиоритовый, выходы которого приурочены к области распространения Ацгаринского тектонического покрова [4].

И.П. Гамкрелидзе и Д.М. Шенгелия [1] указывают на проявление на Большом Кавказе бретонской фазы складчатости (конец девона и начало каменноугольного периода), с которой связан региональный метаморфизм большинства ранне-среднепалеозойских пород Большого Кавказа и формирование синметаморфических гранитоидов. Полученные нами результаты датирования гранитов р. Бескес позволяют заключить что в наиболее северных областях Большого Кавказа в это же время происходило выплавление и внедрение гранитов.

Литература

1. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М.* Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 460 с.

2. *Кузнецов Н.Б., Бишаев Ю.А., Романюк Т.В., Буслов М.М., Колодяжный С.Ю., Махиня Е.И., Данцова К.И., Разумовский А.А., Фидлер М.А.* Граниты Даховского массива (северный склон Большого Кавказа) – возраст, структурное положение, термальная эволюция // Материалы конференции: Геодина-

мическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 23. Иркутск, 2025. С. 146–149.

3. *Леонов Ю.Г.* Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

4. *Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист K-37-VI, (XII) (Карачаевск). Объяснительная записка. Редактор А.Н. Письменный. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2021. 226 с.

5. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956.

6. *Somin M.L.* Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief Overview // Turkish J. Earth Sci. 2011. Vol. 20. № 5. P. 545–610.

Л.П. Касаткина[1,2], С.В. Малышев[1,3], Г.О. Ползуненков[4], В.В. Акинин[4], А.В. Иванов[1], Е.А. Гладкочуб[1], Н.В. Брянский[1,5]

Результаты трекового и уран-свинцового датирования апатита из мезозойских магматических комплексов Северного Приохотья

С точки зрения тектонического строения, Северное Приохотье (восточное и северо-восточное побережье Охотского моря) относится к Западно-Корякской складчатой системе, сформированной к позднемезозойскому времени территориально между Корякско-Камчатской системой и Верхояно-Колымским складчато-надвиговым поясом [9]. Её слагают главным образом островодужные образования и реликты континентальных окраин андийского типа (возрастом от позднего палеозоя до мела), в

[1] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

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

[3] Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, Санкт-Петербург, Россия

[4] Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

[5] Иркутский государственный университет, физический факультет, Иркутск, Россия

том числе, Кони-Тайгоноская дуга и Удско-Мургальский вулканический пояс (УМВП).

Все перечисленные структуры, наряду с комплексами Верхояно-Колымского пояса, перекрыты образованиями альб-кампанского Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). В отличие от других фанерозойских надсубдукционных поясов (таких как Восточно-Сихотэ-Алиньский и Балхаш-Илийский), ОЧВП отличается аномально большим объёмом изверженного материала. Эта особенность служит основанием для его интерпретации в рамках модели SLIP – крупной магматической провинции со значительной долей кислых изверженных пород [5, 10].

Настоящая работа нацелена на оценку объёма и скорости эрозии, а также на определение возраста поднятия и эксгумации мезозойских магматических массивов в изучаемом регионе. Для решения данных задач был использован метод трекового датирования апатита (AFT) – один из основных методов низкотемпературной термохронологии. Чувствительность метода к температурам интервала 60–120 °C делает его эффективным инструментом для реконструкции времени остывания пород и их вывода на поверхность. Дополнительные возможности предоставляет анализ длин замкнутых треков, служащий основой для термохронологического инверсионного моделирования [7]. В то же время, U-Pb система в апатите, чувствительная в диапазоне температуры закрытия 350–570 °C [6], отражает условия средней–нижней коры. Таким образом, комбинирование инверсионного моделирования на основе длин треков и данных трекового возраста с U-Pb датированием апатита позволяет детально восстановить термическую историю пород и определить время их эксгумации.

В настоящей работе рассматривались интрузивные массивы из 3-х зон: прибрежная зона Кони-Тайгоноской дуги на п-ве Кони (массив Антара), зона сочленения Кони-Тайгоноской дуги с УМВП – рудопроявление Тальниковое-2 (Среднинский массив) и фронтальная часть УМВП – рудопроявление Тальниковое. Возраст массива Антара, согласно U-Pb SHRIMP данным по циркону составляет 105±1 млн лет [4], возрасты массивов на рудопроявлениях Тальниковый и Тальниковый-2 составляют 91–103 млн лет [2].

Для AFT датирования подсчет количества треков и измерение длин замкнутых треков осуществлялись в СПбГУ (г. Санкт-Петербург) при помощи оптического микроскопа Zeiss Axiom Z1m (РЦ «РДМИ», СПбГУ), концентрации урана и изотопные отношения для трекового и U-Pb датирования апатита измерены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в ИЗК СО РАН (г. Иркутск).

Расчёт трекового и U-Pb возраста апатита производился при изучении 27–41 зёрен апатита для каждого образца. Также для 5 изученных образцов

было выполнено инверсионное моделирование [7] по 16–97 замкнутым трекам для каждого образца. Ограничения для моделей устанавливались в соответствии с U-Pb данными по апатиту и циркону, трековым возрастом апатита и температурой чувствительности метода, а также температурой поверхности в настоящее время.

В результате исследования для пяти образцов были получены U-Pb и трековые датировки апатита, а также построены инверсионные термохронологические модели (рис. 1). U-Pb возрасты апатита находятся в диапазоне 93.1–110.5 млн лет, что при учёте температур закрытия изотопной системы, а также среднего геотермического градиента (~30°/км) указывает на кристаллизацию массивов не глубже средней части коры. Полученные трековые возрасты составили 76.5±6.1 и 54.4±4.4 для объектов прибрежной части Кони-Тайгоноской дуги, 84.7±7.4 и 77.3±9.2 для Среднинского массива в зоне сочленения Кони-Тайгоноской дуги с УМВП и 106±14 для массива из рудопроявления Тальниковое.

Полученные предварительные данные могут быть интерпретированы следующим образом:

1. Схожие U-Pb возрасты апатита и циркона и более молодой трековый возраст апатита из Среднинского массива и массива Антара указывают на кристаллизацию массивов на глубинах от 4 до 15 км. Этот вывод, основанный на температурах закрытия используемых изотопных систем, подтверждается данными термобарометрии [1, 3]. В то же время, для массива района рудопроявления Тальниковое трековый возраст апатита совпадает с возрастом кристаллизации, что свидетельствует о его формировании в приповерхностных условиях на глубинах менее 3–4 км и коррелирует с опубликованными данными [2].

2. Возраст эксгумации с глубин кристаллизации массивов до глубины 3–4 км, согласно AFT данным для исследуемых объектов различен и составляет 84–77 млн лет для Среднинского массива и 76–54 млн лет для массива Антара в прибрежной части Кони-Тайгоноской дуги. Данные инверсионного моделирования также указывают на различный характер и время эксгумации массивов из рассматриваемых зон (рис. 1).

3. Наблюдаемая разница трекового и U-Pb возраста апатита в объектах из разных зон может являться следствием более глубинного формирования массивов Кони-Тайгоноской дуги и, как следствие, более выраженной амплитуды последующей эрозии. Для Среднинского массива этот этап эксгумации датируется 84–77 млн лет, что совпадает с периодом активности ОЧВП, вулканогенные толщи которого могли быть распространены на изучаемой территории и впоследствии эродированы [4]. В это же время массивы прибрежной части Кони-Тайгоноской дуги ещё находились на глубинах более 4 км, и их подъем на более высокие уровни начался позже, около 76 млн лет. Последующая интенсивная эрозия, зафиксированная для

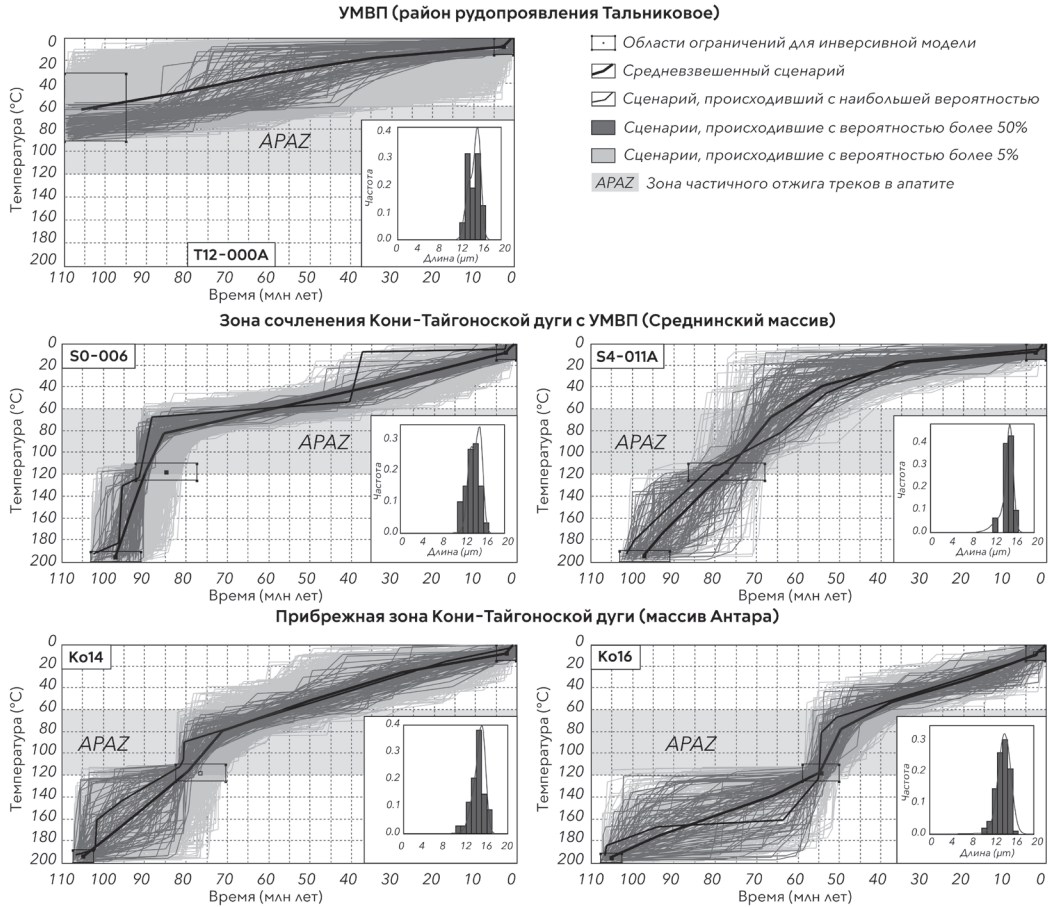


Рис. 1. Термохронологические модели, построенные с помощью программы HeFTy [6], а также гистограммы распределения длин треков

всех объектов, могла быть вызвана региональным подъёмом территории, связанным с завершением формирования ОЧВП и миграцией субдукционных процессов на восток.

4. Наблюдаемые различия в амплитуде поднятия и интенсивности эрозии, по-видимому, контролируются положением блоков относительно регионального разлома зоны сочленения Кони-Тайгоноской дуги и УМВП. Блоки фронтальной части активной окраины испытали более значительный подъём и, соответственно, более интенсивную эрозию, что типично для надсубдукционных тектонических обстановок [8].

Измерение концентрации урана выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-77-30006, https://rscf.ru/project/25-77-30006/.

Литература

1. *Андреева Н.В., Пономарева А.П., Крук Н.Н., Титов А.В., Трушнин А.В.* Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.

2. *Колова Е.Е., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Акинин В.В.* Медно-порфировая минерализация Тальникового рудного поля (Охотский сегмент Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 6. С. 39–61. doi: 10.30911/0207-4028-2023-42-6-39-61

3. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. С. 25–44.

4. *Akinin V.V., Polzunenkov G.O., Tikhomirov P.L., Kasatkin N.S., Kasatkina L.P., Solovov R.V.* Main stages of magmatism in the Uda-Murgal arc and Okhotsk-Chukotka belt (Okhotsk-Pyagin segment) // Doklady Earth Sciences. 2026. in press.

5. *Bryan S.E., Ernst R.E*. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Science Reviews. 2008. V.86. P. 175–202. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008.

6. *Cochrane R., Spikings R. A., Chew D., Wotzlaw J.-F. et al.* High temperature (>350°C) thermochronology and mechanisms of Pb loss in apatite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. 2. V. 127. P. 39–56.

7. *Ketcham R.A.* Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. V. 58. N. 1. P. 275–314.

8. *Reiners P., Brandon Mark.* Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2006. V. 34. P. 419–466. 10.1146/annurev.earth.34.031405.125202.

9. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W.* Tectonic reconstruction of Uda-Murgal

arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia-Northwest Pacific // Stephan Mueller Special Publication Series. 2009. V. 4. P. 273–288. https://doi.org/10.5194/smsps-4-273-2009.

10. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E.* The Cretaceous Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): Geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // J. Volcanology and Geothermal Research. 2012. V. 221–222. P. 14–32. 10.1016/j.jvolgeores.2011.12.011.

Д.В. Коваленко[1]

Палеомагнитный метод для решения задач внутриплитного магматизма ЦАСП

Проанализирован раннепалеозойский этап внутриплитного магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса. Палеомагнитные данные показывают [1], что Сибирский материк в венде–кембрии–ордовике был ориентирован своей современной южной частью на север и перемещался в северном направлении. На доаккреционной стадии развития (570–510 млн лет) севернее Сибири существовала система островных дуг и окраинных морей, и все это время действовал мантийный плюм. В позднем кембрии начались процессы тектонического совмещения перемещающейся на север Сибири с надсубдукционными системами к северу от нее и областью действия мантийного плюма. Имеющиеся многочисленные данные о возрасте деформаций и метаморфизма пород в Монголии, Прибайкалье и Алтае-Саянской области свидетельствуют о том, что в позднем кембрии – ордовике в коллизионных деформациях участвовал крупный геологический блок от главного монгольского линеамента на юге Монголии до Прибайкалья. На аккреционно-коллизионной стадии можно оценить размеры мантийного плюма – по разным данным от 1000 до 2000 км в поперечнике. Аккреционно-коллизионный этап протекал довольно долго – приблизительно с 510 до 430 млн лет. Палеомагнитные данные показывают, что Сибирь двигалась на север примерно 2000 км с 510 до 500 млн лет, затем на юг 1000 км до 470 млн лет, затем снова на север. Поэтому в аккреционно-коллизионный период и позже плюм дол-

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

жен был оставить достаточно длинный след в структуре северной (южной в современных координатах) окраины Сибири. Такой след не выявляется по имеющимся данным. Породы с датировками от 510 до 450 млн лет не образуют каких-либо трендов с омоложением. Магматизм аккреционно-коллизионного этапа завершился одновременно с прекращением каледонских деформаций горных пород, и следующий этап внутриплитного магматизма был уже в раннем девоне.

Литература

1. *Павлов В.Э.* Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореф. дис. … докт физ.-мат. наук. Москва, 2015. 48 с.

С.Ю. Колодяжный[1], Е.И. Махиня[1], К.И. Данцова[1], Т.В. Романюк[2], Г.Е. Парфенов[1]

Киммерийские и альпийские структурные ансамбли области сочленения Центрального и Западного сегментов Большого Кавказа

Горно-складчатое сооружение Большого Кавказ (**БК**) принято рассматривать, как асимметричный антиклинорий с полого-моноклинальным слабо деформированным крылом северного склона и интенсивно дислоцированным южным крылом, сформированным пакетом пластин и складчато-надвиговых чешуй южной вергентности [1, 6]. В центральной части **БК** крылья антиклинория разделяет выступ неопротерозой-палеозойского гранитно-метаморфического ядра – фундамента краевой части эпигерцинской Скифской плиты. Начало формирования современного орогена **БК** обычно связывают с альпийскими складчато-надвиговыми деформациями, которые были концентрированно проявлены в эоцен–олигоценовое (в эоцен–миоценовое) время в мезозойских и кайнозойских комплексах южного склона **БК** [1, 6].

Ставшие доступными в последнее время сведения о строении и генезисе кайнозойских толщ (предгорных?) прогибов западного Предкавказья показывают, что основной их объем представлен окраинно-континенталь-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

ными образованиями шельфа Восточно-Европейского континента, а орогенные молассы (продукты разрушения **БК**) в их составе появляются только, начиная с рубежа плиоцена–квартера [2, 4, 5, 7]. Из этого следует, что формирование горного сооружения (орогена) **БК** происходило стремительно (на протяжении последних 2.6 млн лет) и было оторвано во времени от главной эпохи альпийской складчатости на десятки миллионов лет. Соответственно, возникает ряд вопросов: 1) в каких геодинамических условиях происходило формирование «анорогенных» структурных ансамблей альпийского этапа; 2) какие механизмы обеспечили быструю экспозицию кристаллического ядра **БК** на новейшем этапе?

Предварительные решения этих вопросов рассмотрим на примере области сочленения Центрального и Западного сегментов **БК.** В пределах этой области в результате складчато-надвиговых и, что особенно важно, сдвиговых движений совмещены различные комплексы пород, слагающие обособленные структурно-формационные (**СФ**) зоны (рис. 1). В резуль-

Рис. 1. Тектоническая схема области сочленения Центрального и Западного сегментов Большого Кавказа с элементами кинематических интерпретаций. Схематизированный геолого-структурный разрез по линии I-I.

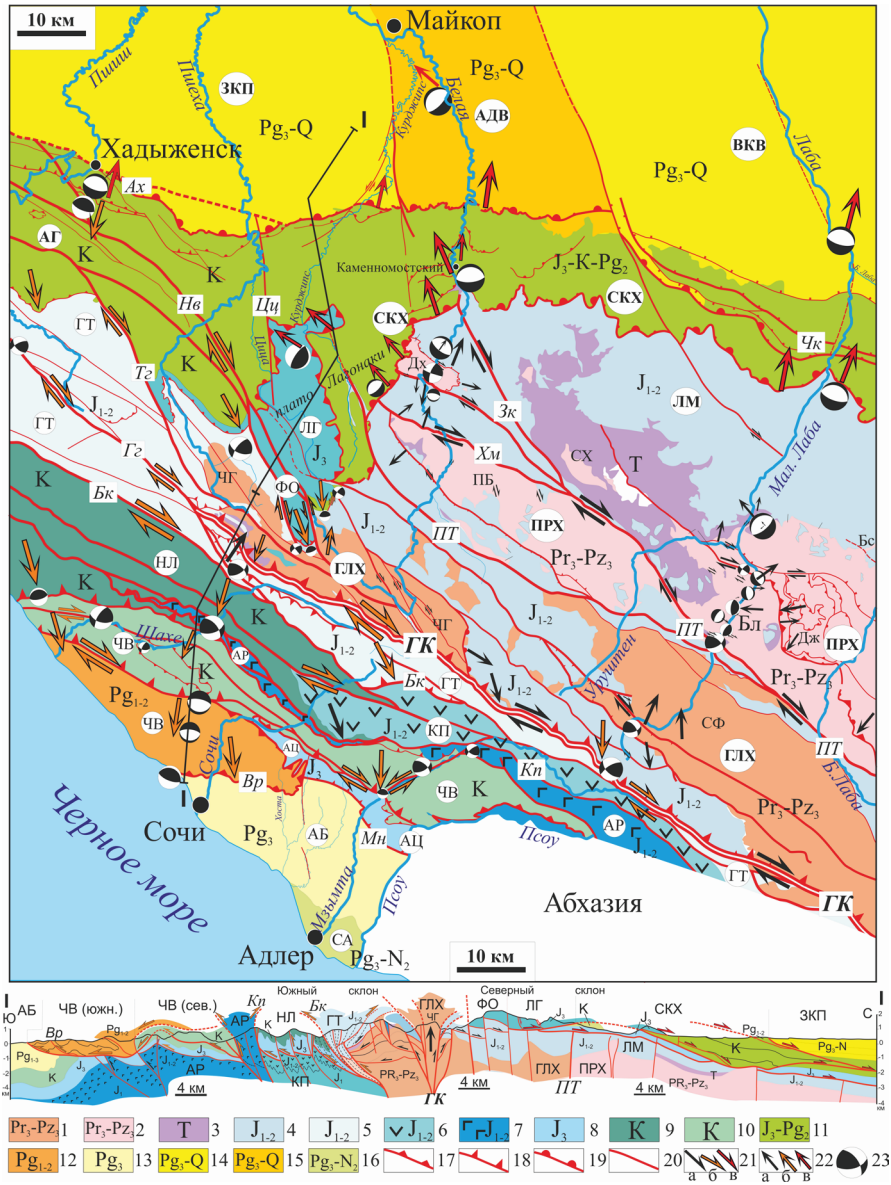
1–16 – вещественные комплексы различных **СФ** зон, преимущественно: *1, 2* – неопротерозой-палеозойские, *3* – триасовые, *4–7* – нижне-среднеюрские, *8* – верхнеюрские, *9, 10* – меловые, *11* – верхнеюрско-эоценовые, *12* – палеоцен-эоценовые, *13* – олигоценовые, *14, 15* – олигоцен-четвертичные, *16* – олигоцен-плиоценовые; *17–20* – разрывы: *17* – шарьяжи, *18* – взбросы и надвиги, *19* – детачменты и сбросы, *20* – сдвиговой и комбинированной кинематики; *21, 22* – направления перемещений: *а* – герцинского и киммерийского; *б* – альпийского, *в* – новейшего этапов: *21* – сдвиговые, *22* – тангенциальные (надвиговые); *23* – стереограммы ориентировки палеонапряжений: черный – сегменты растяжения, белый – сегменты сжатия, нижняя полусфера.

Буквы в кружках – структурно-формационные зоны: ГЛХ – Главного хребта, ПРХ – Передового хребта, ЛМ – Лабино-Малкинская, СКХ – Скалистого хребта, АГ – Абино-Гуйнаксая, ЛГ – Лагонакская, ФО – Фишт-Оштенская, ГТ – Гойтхская, НЛ – Новороссийско-Лазаревская, КП – Краснополянская, АР – Абхазо-Рачинская, ЧВ – Чвежипсинская, АЦ – Ахцу, АБ – Абхазская, СА – Сочи-Адлерская, ЗКП – Западно-Кубанский прогиб, ВКВ – Восточно-Кубанская впадина, АДВ – Адыгейский выступ.

Курсив в квадратной рамке – главные зоны разломов: ГК – Главный Кавказский, ПТ – Пшекиш-Тырныаузский, Хм – Хамышкинский, Зк – Заканский, Ах – Ахтырский, Чк – Черкеский, Цц – Цицинский, Нв – Навагинский, Тг – Тугупсинский, Гг – Гогопсинский, Бк – Бекишейский, Кп – Краснополянский, Мн – Монастырский, Вр – Воронцовский. Выступы доюрских комплексов: Дх – Даховский, СХ – Сахрай-Ходзинский, Бл – Блыбский, Дж – Джентинские покровы, СФ – Софийский, ПБ – Пшекиш-Бамбакский, Чг – Чугушский

тате смена и чередование различных **СФ** зон **БК** происходят не только в поперечном, но и продольном (кавказском, ЗСЗ, СЗ) направлениях.

Комплексы палеозойского ядра Центрального сегмента **БК** испытывают периклинальное погружение к СЗ под толщи мезозоя Западно-



го сегмента **БК**. В области погружения палеозойское ядро распадается на серию мелких выступов, разобщенных разрывами с существенной горизонтально-сдвиговой составляющей перемещений (рис. 1). Различные **СФ** зоны южного склона **БК**, чередуясь в поперечном направлении, в плане имеют клинообразные соотношения и сменяют друг друга вдоль простирания. Складчатые вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы нижней–средней юры Абхазо-Рачинской и Краснополянской **СФ** зон по простиранию к ЗСЗ переходят в юрско-меловые преимущественно песчано-сланцевые и флишоидные комплексы Новороссийско-Лазаревской **СФ** зоны. Верхнеюрские карбонатно-рифовые комплексы зоны Ахцу в виде планарного клина проникают в пределы аллохтонной Чвежипсинской **СФ** зоны, разделяя ее на северную (преимущественно карбонатно-терригенные флишоидные толщи мела) и южную (преобладает терригенный флиш палеоцен–эоцена) части. При этом северный сегмент Чвежипсинской **СФ** зоны относительно южного ее сегмента испытывает планарное смещение вправо с видимой амплитудой до 40(?) км (рис. 1). Такой сложный тектонический коллаж **СФ** зон возник в результате покровных, складчато-надвиговых, сдвиговых и комбинированных перемещений. При этом если амплитуды горизонтальных перемещений вдоль покровов и надвигов редко превышают 10 км, то предполагаемые сдвиговые смещения в несколько раз больше.

На рассматриваемой территории крупнейшие разрывные нарушения представлены Пшекиш-Тырныаузской шовной зоной, разделяющей **СФ** зоны Передового и Главного хребтов, Главным Кавказским разломом, ограничивающим с юга палеозойское ядро **БК**, а также разрывами южного склона **БК**, которые в разрезе выглядят как взбросы и надвиги преимущественно южной вергентности (рис. 1, разрез). Зоны Главного Кавказского и Пшекиш-Тырныаузского нарушений на рассматриваемой территории испытывают виргацию (рис. 1). Отдельные их ответвления существенно отклонены (возможно, в результате вращения) по часовой стрелке от магистральных швов кавказского (ЗСЗ) простирания и имеют секущие соотношения с продольными нарушениями и **СФ** зонами **БК**. Вдоль таких разрывов на основании сопоставления корреляционных геолого-структурных точек (маркеров) отмечены значительные правосдвиговые смещения: Навагинский сдвиг – 20 км, Тугупсинский сдвиг – 23 км, Хамышкинский – более 80 км. Эти сдвиги были активны на разных этапах развития **БК**.

Пшекиш-Тырныаузская зона нарушений, включая разрывы, образующие веер ее виргации, была активна в конце герцинского и киммерийского (конец средней юры) этапов. Развитие этой системы разрывов происходило в условиях правосдвиговой транспрессии, сопровождалось формированием крупных присдвиговых Z-образных аксоноклиналей и

сдвиговых дуплексов растяжения, в ядрах которых на предкелловейскую эрозионную поверхность были выведены комплексы герцинского фундамента, в частности, в пределах Даховского и Блыбского выступов [3].

В главную стадию альпийского этапа (эоцен–олигоцен) произошло смещение тектонической активности разрывов в область южного склона **БК**, а также реактивация зоны Главного Кавказского разлома. В качестве последнего мы понимаем широкую (до 10 км) зону, охватывающую южную краевую часть зоны Главного хребта (палеозойского ядра **БК**) и обрамляющие ее юрские толщи Гойтхской и других **СФ** зон. В строении этой зоны обособлены две крупные положительные структуры цветка, ограниченные дивергентными системами надвигов и сдвиго-взбросов киммерийского и альпийского этапов развития (рис. 1, разрез). В осевых частях структур цветка на поверхность выведены древние комплексы пород, включая кристаллический фундамента (Чугушский выступ) **БК**. Цветковая структура Гойтхской **СФ** зоны в корневой части пережата и запрокинута к югу. В ее строении участвуют дивергентные складчато-надвиговые структуры, осложненные интенсивно развитым кливажем. Результаты тектонофизических исследований согласуются с цветковой морфологией Главной Кавказской зоны нарушений и указывают на ее правосдвиговую транспрессионную природу (сочетание надвиговых и взбросо-сдвиговых режимов деформаций) (рис. 1, стереограммы).

Аналогичная цветково-транспрессионная структура обособлена в пределах Краснополянской зоны нарушений, в западной части которой в виде узкого клина на поверхность выжаты юрские толщи Абхазо-Рачинской зоны (рис. 1). К южному борту этой зоны приурочена корневая часть Чвежипсинской аллохтонной **СФ** зоны.

В строении северного сегмента Чвежипсинской **СФ** зоны, сложенного преимущественно меловыми толщами, установлены многочисленные транспрессионные сдвиго-взбросы и оперяющие их южновергентные козырьковые надвиги. Южный сегмент Чвежипсинской **СФ** зоны представлен гравитационным Воронцовским покровом, который сложен палеоцен-эоценовыми толщами и надвинут на олигоценовые образования Абхазской парааутохтонной **СФ** зоны. Формирование покрова происходило в конседиментационных морских условиях и сопровождалось формированием фронтальных олистостром, которые образуют отдельные горизонты, расслаивающие олигоценовый карбонатно-терригенный флиш Абхазской **СФ** зоны. В центральной части Воронцовского покрова проявлен взброс-сбросовый (гравитационно-шарьяжный) режим деформаций, а в его южной фронтальной части – надвиговый режим (рис. 1, стереограммы).

Палеоцен-эоценовые толщи Воронцовского покрова изначально перекрывали меловые толщи северного сегмента Чвежипсинской **СФ** зоны.

В процессе формирования подводного поднятия, связанного с развитием положительной структуры цветка Краснополянской зоны, покров испытал гравитационное сползание к югу по склону этого поднятия в олигоценовый флишевый бассейн Абхазской **СФ** зоны. В дальнейшем в результате комбинированных, но преимущественно правосдвиговых перемещений вдоль Монастырской зоны нарушений северный и южный сегменты Чвежипсинской **СФ** зоны были разобщены.

Таким образом, альпийские транспрессионные деформации в пределах южного склона **БК**, имевшие место в эоцене–олигоцене, привели к формированию цветковых структур выжимания, сопряженных с ними взбросо-сдвиговых и надвиговых структур, а также подводных поднятий и гравитационных покровов. Резкое преобладание горизонтально-сдвиговых перемещений над вертикальной их составляющей не способствовало орогенному воздыманию **БК**.

Процессы орогенеза на **БК** стартовали значительно позже главной стадии альпийских деформаций – на рубеже неогена и квартера. Они были выражены интенсивным воздыманием приосевой части орогена и прилегающих областей его северного склона, испытавших относительную структурную консолидацию в конце киммерийского этапа развития. Орогенез сопровождался коллапсом горного поднятия. Одной из форм коллапса было развитие тектоно-гравитационных детачментов и соскальзывание толщ альпийского чехла вниз по северному склону **БК** (рис. 1). Это привело к тектонической эрозии чехла и экспозиции пород доальпийского основания на поверхность [2].

Исследование выполнено за счет гранта РНФ № 24-27-00252.

Литература

1. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

2. *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. С. 44–76.

3. *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И., и др*. Сдвиговые и тектоногравитационные структурные ансамбли киммерийского этапа развития Даховского кристаллического выступа (западная периклиналь палеозойского ядра Большого Кавказа) // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 5. С. 0847.

4. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В*. О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 3. С. 0825.

5. *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.

6. *Милановский Е.Е., Хайн В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 357 с.

7. *Kolodyazhny S.Yu., Kuznetsov N.B., Makhinya E.I. et al*. U–Th–Pb Isotopic Dating of Detrital Zircons and Garnet and Tourmaline Indicators from Molassic Deposits of the Belorechenskaya Formation (Western Cis-Caucasia): Geological Implications // Lithology and Mineral Resources. 2025. V. 60. N. 6. P. 704–724.

А.В. Корсаков[1], Е.Е. Подугольникова[1], С.П. Демин[1], Д.С. Михайленко[2], Ш.А. Одинаев[3,4] М.Л. Гадоев[4]

Свидетельства прогрессивных и регрессивных реакций в ксенолитах высокобарических пород Дункельдыкского комплекса (Восточный Памир)

Химические неоднородности кристаллов породообразующих минералов и реакционные структуры в метаморфических породах высоких ступеней метаморфизма традиционно используются для реконструкции скоростей геологических процессов [1]. Наличие флюида/расплава в субдуцируемых породах способствует перекристаллизации ранее образовавшихся минеральных ассоциаций и кристаллизации равновесных минеральных ассоциаций. Высокие температуры пика метаморфизма и значительная длительность геологических процессов приводят к уничтожению химической неоднородности в минералах (ростовой зональности, секториальности и т.д.), что приводит к появлению химически однородных кристаллов, например, граната. Формирование реакционных структур в высокоградных метаморфических породах, как правило, происходит и на регрессивном этапе. В ксенолитах глубинных пород (например, эклогитов), выносимых кимберлитовыми расплавами или расплавами щелочных базальтов, симплектитоподобные структуры, замещающие омфацит, и

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
[2] Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
[3] Институт геохимии Гуанчжоу, Китайская академия наук, Гуанчжоу, Китай
[4] Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Национальной академии наук Таджикистана, Душанбе, Таджикистан

келифитовые каймы вокруг зерен граната образуются при декомпрессии и при просачивании расплава. В данной работе представлены результаты минералого-петрографических исследований ксенолитов глубинных пород из трубки взрыва «Эклогитовая» (Восточный Памир), позволяющие оценить скорости геологических процессов в данном регионе.

Исследованные ксенолиты, первоначально описанные Э.А. Дмитриевым [2], отобраны из вулканических трубок магматического поля Дункельдык на Восточном Памире. Данное магматическое поле, является самым молодым в регионе с возрастом около 11 млн лет [3], и расположено в зоне деформации активного Каракорумского разлома, между позднетриасово-раннеюрским Танымасским и позднеюрско-раннемеловым Рушан-Пшартским разломами [2]. В его пределах Э.А. Дмитриевым [2] были выделены дайки, трубки взрыва и субвулканические тела щелочно-ультракалиевого ряда – от базальтов до трахитов, сиенитов и карбонатитов.

Петрографический состав ксенолитов, по данным Луткова [4], характеризуется преобладанием эклогитов и гранат-омфацитовых гранулитов (38%). Значительную долю составляют флогопитовые пироксениты и глиммериты (19%), а также гранат-биотитовые клинопироксениты (15%). Менее распространены гранат-биотитовые гнейсы (8%), гранат-кианитовые гранулиты (6%), гранатовые гнейсы (4%) и флогопит-гранатовые вебстериты (3%). На прочие типы пород приходится 7%. Полученные нами данные демонстрируют ряд отличий от результатов, опубликованных ранее Лутковым [4]. Наиболее существенное расхождение наблюдается в оценке распространённости гранат-кианитовых разновидностей, доля которых, по нашим оценкам, достигает 15%. Указанные расхождения, вероятно, обусловлены различными методическими подходами к классификации. В рамках нашего исследования к гранат-кианитовым гранулитам были отнесены все образцы, содержащие кианит, независимо от его объемной доли в породе [5].

Исследованные ксенолиты характеризуются значительным варьированием размеров: от 5 до 30 см в диаметре для большинства образцов, в то время как размер наиболее крупных из них достигает 70 см. Как правило, ксенолиты характеризуются массивной текстурой, но иногда встречаются образцы с полосчатой или сланцеватой текстурой. В большинстве образцов кристаллы породообразующих минералов таких как гранат и клинопироксен, являются химически однородными, что позволяет их использовать для оценки *P–T*-параметров пика метаморфизма. Для оценки условий кристаллизации были использованы гранат-клинопироксеновые термометры [6, 7]. Расчеты показали, что ассоциация минералов в эклогитах находится в равновесии при температуре 1000–1100 °C и давлении 2.5–2.8 ГПа, что соответствует условиям верхней мантии. Наличие пер-

вичных расплавных включений в гранате позволяет предполагать, что данные эклогиты являются реститами дегидратационного плавления корового материала в условиях высоких давлений. Гранат-кианитовые гранулиты характеризуются еще 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 в образцах кристаллов графита с изотопно-геохимическими характеристиками ($\delta^{13}C$ в диапазоне от −14.5‰ до −20.1‰) указывает на их осадочный протолит [5]. Многочисленные расплавные включения диагностированы в порфиробластах граната, кианита, а также минералах матрикса – кварце и полевом 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.% [8]. Находки расплавных включений в различных минералах указывают на то, что формирование породообразующих минералов происходило в присутствии расплава, что должно было ускорять процессы перекристаллизации исходных минеральных ассоциаций. Вместе с тем, практически во всех образцах диагностируются реакционные структуры. Гранат нередко окружен келифитовыми каймами, мощность которых может варьировать даже в пределах одного образца. Кристаллы омфацита частично или полностью замещены клинопироксен-плагиоклазовым симплектитом. Обе эти реакции протекают при быстром подъеме ксенолитов, который сопровождается декомпрессией, и являются ретроградными. Вместе с тем, в одном из образцов нами установлены псевдоморфозы граната по плагиоклазу, время их формирования, вероятнее всего, связано с прогрессивным этапом. Их сохранность в породах, испытавших частичное плавление, возможно лишь в случае очень быстро протекающих процессов, а именно погружения и последующего подъема. Также следует отметить, что впервые для ксенолитов из трубки «Эклогитовая» нами были диагностированы химически неоднородные кристаллы граната. Ступенчатое распределение железа, магния и кальция указывает на очень высокие скорости кристаллизации порфиробластов граната и кратковременность пребывания их при высоких *P–T*-параметрах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ, проект № 24-17-00164.

Литература

1. *White R.W., Powell R.* On the interpretation of retrograde reaction textures in granulite facies rocks // Journal of Metamorphic Geology. 2011. Т. 29, № 1. С. 131–149.

2. *Дмитриев Э.А.* Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Дониш. Душанбе, 1976. 167 с.

3. *Hacker B.R. и др.* Near-Ultrahigh Pressure Processing of Continental Crust: Miocene Crustal Xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology. 2005. Т. 46, № 8. С. 1661–1687.

4. *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. С. 254–265.

5. *Podugolnikova E.E. и др.* Raman Spectroscopic Study and Isotopic Composition of Graphite Inclusions in HP Xenoliths From “Eclogitovaya” Pipe (The Eastern Pamir). 2025. Т. 56, № 11. С. 1178–1187.

6. *Ellis D.J., Green D.R.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet- clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Т. 71. С. 13–22.

7. *Nakamura D.* A new formulation of garnet–clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // Journal of Metamorphic Geology. John Wiley & Sons, Ltd, 2009. Т. 27, № 7. С. 495–508.

8. *Корсаков А.В. и др.* Включения расплава в минералах ксенолитов гранулитов из диатрем Восточного Памира (Таджикистан): свидетельства инконгруэнтного плавления на границе коры и мантии // Доклады Академии Наук. 2025. Т. 520.

9. *Hacker B.R. и др.* Near-Ultrahigh Pressure Processing of Continental Crust: Miocene Crustal Xenoliths from the Pamir // Journal of Petrology.

П.Д. Котлер[1,2], А.В. Куликова[1,2], Н.Г. Мурзинцев[1], А.В. Травин[1], Я.Я. Саетгалеева[2], С.В. Хромых[1]

Динамика остывания гранитных батолитов по данным мультиминерального датирования на примере Сибинского массива (Восточный Казахстан)

Мультиминеральная геохронология или термохронология – способ, позволяющий оценить этапность и длительность термических событий геологических объектов на основе различных температур закрытия разных изотопных систем в минералах. Применение методов изотопного

[1] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
[2] Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань

датирования позволяет проследить термальную историю магматических систем от кристаллизации наиболее ранних минеральных фаз магматических пород (U-Pb система в цирконе, сфене, монаците 900–600 °С), через среднетемпературные изотопные системы (600–300 °С – Ar-Ar и Rb-Sr в амфиболах и слюдах, U-Pb в апатитах), до наиболее низкотемпературных геохронометров (300 °С и ниже – Ar-Ar в полевых шпатах, трековые методы и U-Th/He датирование). Применение нескольких методов датирования к одному геологическому объекту или даже к одному образцу позволяет понять, как происходило развитие этого объекта от момента кристаллизации того или иного минерала до его эксгумации на поверхность, зафиксировать отсутствие или наличие различных наложенных термальных процессов, а также оценить их длительность во времени (например, воздействие более молодых магматических комплексов, гидротермальные процессы и др.).

Целью данной работы является установление динамики остывания отдельно взятого гранитоидного батолита на основе мультиминерального датирования. В качестве объекта для проведения термохронологических исследований был выбран Сибинский массив, располагающийся в Восточном Казахстане и характеризующийся четко оконтуренной эллиптической формой с размерами ~25×15 км. Для решения поставленной цели были использованы следующие геохронологические методы: U-Pb датирование циркона (SHRIMP-II), U-Pb датирование апатита (LA-ICP-MS), Ar-Ar датирование биотита и калиевого полевого шпата, а также трековое датирование апатита. Использование данного комплекса методов позволяет полностью реконструировать историю остывания массива от момента образования гранитной магмы до вывода плутона на близповерхностный уровень.

Для определения глубины становления массива использовались данные по биотитовому геотермобарометру [1] в сочетании с термометром TitaniQ (титан в кварце) [2]. Основной кластер проанализированных биотитов на диаграмме «давление–температура» выстраивается в один слабонаклонный тренд (P = 0.007T), отвечающий геотермальному градиенту в 47.6 °С/км. Температура кристаллизации кварца имеет вариации 580–620 °С. Исходя из полученных оценок геотермального градиента следует, что кристаллизация кварца, происходила на глубине 12.2–13 км или при давлении в 4.1–4.3 кбар. Данную оценку следует рассматривать как уровень становления массива. При такой глубине становления массива достижение температуры закрытия Ar-Ar системы в биотите (300 °С) возможно только при снижении геотермального градиента до уровня в 23.8 °С/км, что представляется маловероятным для складчатой области с активным магматизмом. Следовательно, можно предположить, что остывание массива происходило на фоне процессов активной тектонической эксгумации.

Полученное U-Pb определение возраста методом SHRIMP-II (Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) – 284.2±3.8 млн лет (10 точек, MSWD = 0.15). Этот возраст принимается как время выплавления гранитоидных магм массива. Температура закрытия U-Pb системы в апатите оценивается в интервале 500–550 °C, что сопоставимо с температурой кристаллизации кварца и отвечает времени становления массива. Полученная этим методом оценка имеет возраст 281±9 млн лет (LA-ICP-MS, 35 точек, MSWD = 2.5). Ar-Ar датирование биотита, с температурой закрытия около 300°C, по десяти образцам показало возраст в интервале 284–279 млн лет. Ar-Ar датирование калиевого полевого шпата с температурой 200–230 °C по двум образцам показало оценку возраста в 243–250 млн лет. Наиболее низкотемпературный (100–110 °C) применявшийся метод трекового датирования апатита методом LA-ICP-MS показал оценку возраста 215±12 млн лет по 30 точкам.

Обобщение полученных данных указывает, что общее остывание гранитоидов Сибинского массива с 800 °C до 110 °C произошло в течение 70 млн лет в интервале 284–215 млн лет. Высокая скорость остывания пород массива в интервале 285–275 млн лет вероятнее всего связана с интенсивными тектоническими событиями, происходившими в пределах Обь-Зайсанской складчатой области. Данные события привели к воздыманию территории и быстрой эксгумации гранитоидов и фиксируются в пределах сопряженной Иртышской зоны смятия Ar-Ar датированием слюд в интервале 286–278 млн лет [3]. Начиная с 275 млн Сибинский массив относительно медленно остывал до температур около 100 °C, отвечающих близповерхностным условиям вплоть до 215 млн лет.

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

Литература

1. *Li X., Zhang C.* Machine learning thermobarometry for biotite-bearing magmas // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2022. V. 127. P. e2022JB024137.

2. *Wark D.A., Watson E.B.* TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 743–754.

3. *Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др.* $^{40}Ar/^{39}Ar$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1–5.

Б.Б. Кочнев[1,2], Н.И. Ветрова[2], А.И. Прошенкин[2]

Геохронология обломочных цирконов и С-изотопная хемостратиграфия позднего докембрия Манского прогиба (северо-запад Восточного Саяна): первые данные

Манский прогиб, расположенный на крайнем северо-западе Восточного Саяна, вызывает значительный интерес в плане отражения геологических процессов, происходивших в неопротерозое – раннем кембрии в юго-западном обрамлении Сибирского кратона. В частности, в прогибе широко распространены неопротерозойские вулканогенно-осадочные образования кувайской серии различного (MORB, OIB, IAT) генезиса [6], а перекрывающие их отложения ангалойского и анастасьинского горизонтов венда имеют резко выраженную фациальную зональность [5]. Стратиграфия докембрия Манского прогиба в значительной степени обосновывалась на комплексах микрофитолитов и подобных проблематичных остатках [3, 5], а современные изотопные и геохронологические методы, за редким исключением [6], до сих пор не использовались. Для восполнения этого пробела нами было проведено пилотное изучение изотопного состава углерода и кислорода в докембрийских толщах с наибольшим распространением карбонатных осадочных пород, а также датирование обломочных цирконов с нескольких стратиграфических уровней.

Карбонатные породы манской свиты и нижней части бахтинской свиты кувайской серии, изученные в разрезах по р. Колба, представлены массивными, иногда оолитовыми и битуминозными известняками. Они имеют высокие (850–3000 г/т) концентрации Sr и низкие соотношения Fe/Sr и Mn/Sr, что указывает на хорошую сохранность изотопных систем. В них преобладают высокие положительные (+5…+8‰) значения $\delta^{13}C$; величины $\delta^{18}O$ в большинстве образцов составляют 20…25‰ V-SMOW.

Перекрывающие их с размывом породы ангалойской свиты изучены в разрезе по р. Мана в скалах Беспал и Столбик (Жержульская фациальная зона) и в стратотипическом разрезе г. Лысая в междуречье рр. Кувай и Кирза, относящемся к Солбиинской фациальной зоне согласно [5]. Карбо-

[1] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

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

натные отложения ангалойской свиты по р. Мана представлены массивными и обломочно-оползневыми известковистыми доломитами, часто с обильной примесью вулканокластического материала, что, вероятно, приводит к завышенным относительно «неизмененных» значениям Fe/Sr и Mn/Sr. Величины $\delta^{13}C$ для этого разреза составляют от +0.1 до +4‰, значения $\delta^{18}O$ варьируют от 17.3 до 31.0‰, что может указывать на некоторое проявление постседиментационных изменений изотопных систем. В Солбиинской зоне ангалойские карбонаты представлены в основном массивными, оолитовыми и биоламинитовыми светлыми доломитами с низкими (66–313 г/т) содержанием Sr и, как следствие, повышенными, однако не выходящими за пределы «неизмененных», соотношениями Fe/Sr и Mn/Sr. Величины $\delta^{13}C$ составляют –1.3…–0.5‰, $\delta^{18}O$ около 25‰, что, видимо, близко к первичным значениям.

Залегающие выше слабо глинистые, иногда алевритистые массивные и плитчатые темноцветные известняки анастасьинской свиты, перекрытые светлыми биогенными известняками унгутской свиты общей мощностью свыше 1500 м изучены в серии разрезов в долине р. Колба в районе с. Анастасьино. Породы характеризуются преобладанием сравнительно высоких (500–2840 г/т) концентраций Sr и относительно низких соотношений Fe/Sr и Mn/Sr, что указывает на удовлетворительную сохранность изотопных систем. Величины $\delta^{13}C$ варьируют в широких пределах от –2.9 до +7.4‰, при этом высокие значения преобладают в средней и верхней части анастасьинской свиты, где чередуются с околонулевыми и образуют как минимум два выраженных положительных экскурса. Значения $\delta^{18}O$ составляют 18.9…26.3‰, что также указывает на слабое проявление постседиментационных изменений в карбонатных породах.

Датирование обломочных цирконов проведено методом LA-ICP-MS в ИГМ СО РАН из двух разрезов ангалойской свиты, относящихся к Жистыкской и Анастасьинской подзонам Жержульской зоны согласно [5], а также из нижней и верхней частей ангульской свиты, сложенной аркозовыми конгломератами и песчаниками и рассматриваемой как фациальный аналог анастасьинской свиты [3, 5]. Дополнительно продатированы цирконы из валуна гранита из базальных конгломератов ангульской свиты и из песчаников лейбинской свиты нижнего кембрия, перекрывающей унгутскую свиту. Во всех изученных образцах присутствует хорошо выраженная популяция с максимумом распределения возрастов около 630 млн лет, что близко к конкордантному кластеру датировок циркона из валуна гранита 620±4 млн лет (n = 10). В отложениях ангалойской свиты, кроме того, выделяется представительная популяция с максимумом около 710 млн лет, которая отсутствует в вышележащих толщах. Более древние зерна циркона появляются лишь в верхней части ангульской свиты и в кембрийских отложениях лейбинской свиты, где представлены палео-

протерозойскими датировками в диапазоне 1.73–2.44 млрд лет с наиболее выраженными максимумами около 1.9 и 2.0 млрд лет.

Несмотря на слабую обнаженность позднедокембрийских толщ и, как следствие, фрагментарное распределение полученных данных по разрезу, нами получено несколько новых возрастных ограничений для изученных толщ. Так, граница венда и кембрия, скорее всего, проходит значительно ниже, чем считалось ранее [3, 5] – в средней части анастасьинской свиты, где отмечены крупные положительные экскурсы $\delta^{13}C$, которые с учетом находок мелкораковинных остатков на близком уровне [5] можно сопоставить с идентичными экскурсами 5р и 6р вблизи основания томмотского яруса. Согласно минимальным датировкам обломочного циркона, отложения ангалойской свиты, имеют не позднерифейский, как считалось ранее [3, 5], а вендский возраст, что согласуется с околонулевыми величинами $\delta^{13}C$. Достаточно высокие положительные значения $\delta^{13}C$ могут указывать как на ранневендский, так и на позднерифейский возраст манской и бахтинской свит кувайской серии, что не противоречит полученной ранее Sm-Nd датировке 775 млн лет по вулканитам из нижней части кувайской серии [6]. Однако эти данные оставляют открытым вопрос о соотношении кувайской серии с широко распространенной в регионе дербинской серией (свитой), сложенной высоко метаморфизованными породами и ранее считавшейся раннепротерозойской, но впоследствии отнесенной к венду [1, 2].

Что касается возможных источников сноса для терригенных отложений, то на протяжении большей части венда и в раннем кембрии ими являлись породы с возрастом около 620–640 млн лет, которые скорее всего соответствуют возрасту коллизионного метаморфизма и синхронного гранитоидного магматизма, распространенного в этой части ЦАСП [4]. Вероятным источником цирконов с возрастами 700–750 млн лет, встреченных в ангалойской свите, могли являться вулканиты кувайской серии. И лишь начиная с самого верхнего венда – нижнего кембрия в обломочных породах появляются цирконы палеопротерозойского возраста, что можно рассматривать как временной маркер окончательного причленения этой части ЦАСП к Сибирскому кратону.

Исследования выполнены за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-10035, https://rscf.ru/project/23-77-10035/.

Литература

1. *Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В. и др.* Изотопный состав Pb, Sr, O и C в метакарбонатных породах дербинской свиты (Восточный Саян): хемостратиграфическое и геохронологическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 3–22.

2. *Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В. и др.* Метакарбонатно-терригенный комплекс Дербинского блока (Восточный Саян): петрографическая и изотопная характеристика, метаморфизм и время формирования // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 6. С. 814–836.

3. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. 216 с.

4. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибикова Е.В. и др.* Арзыбейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 6. С. 812–817.

5. *Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Гибшер А.С. и др.* Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских «байкалидах». Новосибирск: Наука, Сибирское отд., 1978. 224 с.

6. *Watanabe T., Postnikov A.A., Ota T. et al.* Kuvai Group volcanic rocks (Riphean) in the Beret Area, Sayan Moutains, SW Siberia // Special reports on the regional studies of North-East Eurasia and North Pacific. Hokkaido: Hokkaido University, 1999. P. 103–112.

А.М. Кузин[1]

Особенности распределения сейсмических параметров в консолидированной коре складчатого обрамления Русской платформы, Западно-Сибирской плиты по данным ГСЗ и МОВЗ

На Тектоническом совещании в 2025 году была обоснована природа региональных сейсмических границ (К1, К2) консолидированной коры как границ смены режима развития земной коры в архейский и доархейский периоды, подобно границам смены режима осадконакопления в осадочном чехле платформ и границе между чехлом и кристаллическим фундаментом [3]. Выделена общая тенденция наклона региональных границ Русской платформы и Западно-Сибирской плиты с запада на восток (следствие вращения планеты), клавишная структура в залегании сейсмических границ в зонах контакта со складчатыми областями. По соотношению значений скорости продольных волн (Vp) и отношения скорости

[1] Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

продольной волны к скорости поперечной волны (Vp/Vs) сейсмические блоки с пониженными значениями Vp и Vp/Vs интерпретировались как имеющие повышенное содержание газовой фазы во флюиде [2]. Различия между сейсмическими параметрами консолидированной коры платформ и областей складчатости не рассматривалось.

В сейсмических данных ГСЗ наиболее детально представлены участки сочленения земной коры платформ и областей складчатости между Русской платформой, Западно-Сибирской плитой и Уральской складчатой системой. В разные годы здесь были проведены глубинные исследования по региональным профилям и геотраверсам МОВЗ-ГСЗ. Анализ распределения параметров Vp и Vp/Vs осуществлялся по следующим профилям ГСЗ и МОВЗ: г. Краснодар – р. Эмба (Батолит-2), профили МОВЗ «Кубанский» и «Краснополянский», Белое море – Воркута (АГАТ-2), г. Мурманск – г. Кызыл (КВАРЦ), г. Нижний Тагил – г. Уренгой (Рубин-1), г. Костомукша – г. Семипалатинск (Рубин-1), профиль МОВЗ-ГСЗ «р. Малый Иж – р. Санкина (Уральский), профиль МОВЗ «пос. Лотошино – р. Обь» (Рифей Х). Помимо перечисленных профилей ГСЗ учитывались также результаты, полученные по другим профилям.

Распределение в разрезе Vp и Vp/Vs по профилям МОВЗ «Кубанский» и «Краснополянский» позволило определить особенности зоны сочленения в глубинном строении складчатой системы Большого Кавказа с Русской платформой. Профиль «Кубанский» пересекает Западно-Кубанский прогиб и доходит до Ростовского выступа. В распределение Vp выделяется область повышенных значений в средней и нижней частях консолидированной коры от границы Складчатого Кавказа и до Западно-Кубанского прогиба включительно. Под Западно-Кубанским прогибом она прослеживается до границы Мохоровичича. Совсем иная картина наблюдается для распределения Vp/Vs. На глубине около 20 км проходит граница между повышенными значениями Vp/Vs (верхняя часть коры) и пониженными значениями Vp/Vs (нижняя часть коры). В верхней части коры (H = 5÷10 км) Большого Кавказа фиксируется область относительно пониженных значений Vp/Vs. Граница (зона) между Скифской плитой и Русской платформой фиксируется пониженными в верхней части коры и повышенными в нижней части коры значениями Vp/Vs. Под Западно-Кубанским прогибом в нижней коре также просматривается вертикальная зона, но только по низким значениям Vp/Vs. В целом значения Vp/Vs в нижней коре под Большим Кавказом и Западно-Кубанским прогибом ниже, чем в остальной части разреза.

Профиль «Краснополянский» проходит от Адлера до Ставропольского свода. На разрезе Vp между Большим Кавказом и Скифской плитой фиксируется слабо контрастная вертикальная граница, отделяющая более высокоскоростную платформенную область от области складчатости. На

разрезе Vp/Vs Складчатый Кавказ и Восточно-Кубанский прогиб в средней и нижней частях коры отличаются более пониженными значениями Vp/Vs по сравнению с верхней корой. Под Ставропольским сводом в интервале глубин 7–20 км выделяется слой пониженных значений Vp/Vs, коррелирующийся с зоной пониженной скорости на разрезе профиля ГСЗ «Батолит-2». Отсюда можно сделать вывод, что в консолидированной коре предгорных прогибов Кавказа преобладают пониженные значения Vp/Vs. В консолидированной коре Большого Кавказа зоны пониженных Vp/Vs не доминируют.

По профилю «Батолит-2» пониженные значения Vp/Vs наблюдаются на границе между Кряжем Карпинского и Астраханским сводом. Низкие значения Vp/Vs фиксируются под западным фрагментом консолидированной коры в обрамлении Мугоджар и под самими Мугоджарами.

В разрезе консолидированной коры Алтае-Саянской складчатой области по геотраверсу ГСЗ-МОВЗ «г. Мурманск – г. Кызыл» отмечаются те же особенности в распределении параметра Vp/Vs. В коре Тымско-Колпашевского прогиба и Присаянской ступени доминируют пониженные значения Vp/Vs. Алтае-Саянская складчатая область по распределению Vp/Vs резко отличается от вышеописанных структур. Начиная от Мартаигинского массива и до Южно-Минусинского прогиба, вся кора представлена повышенными значениями Vp/Vs. Это указывает на существенно иные процессы развития коры.

Складчатая система Урала пересечена с запада на восток немалым количеством региональных профилей ГСЗ и МОГТ, что позволяет получить достоверную картину распределения Vp и Vp/Vs в консолидированной коре. Vp/Vs на разрезе профиля ГСЗ «г. Нижний Тагил – г. Уренгой» (Рубин-2) на интервале: Предуральский краевой прогиб – Восточно-Уральское поднятие образуют область пониженных значений Vp/Vs. В пределах складчатого Урала низкие значения фиксируются от первых километров до границы Мохоровичича. Сопоставление разреза Vp/Vs с разрезом Vp показывает, что низкие значения Vp/Vs в ряде случаев совпадают с пониженными значениями Vp. Особенно четко это видно под Тагило-Магнитогорским прогибом, что дает основание интерпретировать области пониженных значений Vp/Vs повышенным содержанием в горных породах флюида преимущественно в газовой фазе [1–3].

Профиль Рубин-2 в районе Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) пересекается с геотраверсом г. Костомукша – г. Семипалатинск (Рубин-1). Картина распределения Vp и Vp/Vs схоже с распределением на разрезе профиля подтверждает Рубин-1.

Профиль МОВЗ-ГСЗ «р. Малый Иж – р. Санкина» (Уральский) – третий, пересекающийся в районе с СГ-4. Распределение Vp/Vs в разрезе менее контрастное, чем на разрезах профилей Рубин-1 и -2. На разрезе до-

минируют пониженные значения Vp/Vs. В полосе 62–63° с.ш. Уральскую складчатую систему пересекает ещё один профиль МОВЗ – «пос. Лотошино – р. Обь» (Рифей Х). Весь разрез по значениям Vp/Vs делится на три зоны: верхняя и нижняя кора с пониженными значениями, средняя с повышенными значениями. В Предуральском прогибе в верхней коре значения Vp/Vs более низкие, чем в складчатом Урале.

Далее на север в районе 64–65° с.ш. складчатый Урал пересекает геотраверс ГСЗ-МОВЗ «г. Мурманск – г. Кызыл». Складчатый Урал в средней и верхней частях коры представлен на разрезе областью повышенных значений Vp/Vs, нижняя кора – слоем с низкими значениями Vp/Vs. От Предуральского прогиба до Балтийского щита включительно в разрезе почти непрерывно прослеживаются низкие значения Vp/Vs.

Следующими профилями, севернее пересекающими Урал, являются профили, выполненные по проекту АГАТ: 1 – Чешская губа – Пай-Хой (АГАТ-1) и 2 – Белое море – г. Воркута (АГАТ-2). На разрезах Vp/Vs обоих профилей пониженные значения Vp/Vs наблюдаются только в нижней половине консолидированной коры Предуральского прогиба и складчатого Урала.

Таким образом, в распределении Vp/Vs в Уральской складчатой систем наиболее значительная область пониженных значений Vp/Vs зафиксирована в районе Тагило-Магнитогорского прогиба. Эта область лежит выше относительно низкоскоростного блока на границе Мохоровичича.

Самыми протяженными и охватывающими весь диапазон консолидированной коры с низкими значениями Vp/Vs структурами являются Балтийский щит и Тиманский кряж с прилегающими прогибами (профили КВАРЦ, Рубин-1, АГАТ-1, АГАТ-2). Самые низкие значения Vp/Vs на разрезе из всех проанализированных профилей ГСЗ наблюдаются в консолидированной коре Тиманского кряжа и его обрамления.

Тенденция увеличения области (объема) среды с пониженными значениями Vp/Vs в более древних складчатых структурах земной коры, вероятно, связана с интенсивностью дегазации Земли. Значительная область пониженных значений в коре Тымско-Колпашевского прогиба и Присаянской ступени может указывать на «современные» очень крупные области дегазации Земли.

Выводы

1. Под всеми областями складчатости на разных глубинах присутствуют различные по значениям и размерам области пониженных Vp/Vs.

2. Под всеми прогибами преимущественно находятся области низких значений Vp/Vs.

3. Области пониженных значений Vp/Vs коррелируются с областями пониженных значений Vp, что дает основание интерпретировать их как области повышенного газосодержания.

4. Отмечается тенденция увеличения размеров областей и уменьшения абсолютных значений Vp/Vs в более древних системах складчатости.

5. Повышенная газонасыщенность позволяет объяснить вздымание складчатых структур.

6. Сопряженные структуры, поднятия в складчатых системах и краевые прогибы представлены в параметрах Vp/Vs двумя разновидностями: а – пониженные значения Vp/Vs в прогибах и средние или повышенные значения Vp/Vs в поднятиях (относительно молодые складчатые системы); б – пониженные средние значения Vp/Vs в прогибах и пониженные значения Vp/Vs в поднятиях (древние складчатые системы).

Работа выполнена в рамках госзаказа. Рег. номер Минобрнауки России – FMME-2025-0012 Номер гос. НИОКТР в РОСРИД – 125021302095-2.

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 природе сейсмических границ консолидированной коры // Материалы LV (56) тектонического совещания «Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: Фундаментальные проблемы – 2025. 27 января – 1 февраля 2025 г. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. С. 284–290.

Н.Б. Кузнецов[1], Ю.А. Бишаев[2], Е.И. Махиня[1], М.М. Буслов[2], Т.В. Романюк[3], М.М. Фидлер[2], А.А. Разумовский[1], С.Ю. Колодяжный[1], К.И. Данцова[4], И.В. Федюкин[3], А.С. Новикова[1], И.В. Латышева[1], А.В. Шацилло[3]

Возраст и термальная история гранитоидов Даховского массива (северный склон Большого Кавказа)

В конце 2025 г. в журнале «Геодинамика и тектонофизика» опубликована статья [2], в которой на примере Даховского гранитно-метаморфического выступа герцинского фундамента, экспонированного на дневной поверхности в пределах горной части северного склона современного эпиплатформенного орогена Большого Кавказа (**БК**), рассмотрены механизмы эксгумации герцинских комплексов его фундамента. Даховский выступ – горстобразное поднятие, расположенное в области сочленения Центрального и Западного сегментов **БК**. Здесь происходит погружение комплексов и структур палеозойского ядра **БК** под толщи киммерийского (нижняя–средняя юра) и альпийского (средняя юра – кайнозой) структурно-формационных комплексов.

В современной структуре Даховского гранитно-метаморфического выступа центральное положение занимает одноименный гранитоидный массив. Общие сведения о его строении, составе слагающих его пород, характере их взаимоотношений друг с другом и с вмещающими кристаллическими образованиями, которые в совокупности образуют Даховский выступ, приведены в работах [2–4, 8, 10].

Даховский гранитоидный массив (ДГМ) с севера и частично с юга окаймлен метаморфическими образованиями. В их строении участвуют Amf-симплектиты, Gr-амфиболиты, Ep- и CPx-содержащие амфиболиты, Hbl сланцы, слюдяные микрогнейсы с реликтами порфировых структур, двуполевошпатовые Bi-Hbl гнейсы и Mu-Q сланцы. До недавнего времени эти образования относили к докембрию [4, 8]. Первоначально к докембрию были отнесены не только вмещающие ДГМ образования, но и сами эти гранитоиды [6, 7]. В более поздних работах возраст пород, слагающих ДГМ, был оценен в широком возрастном диапазоне от среднего девона до перми [4 и ссылки там].

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт геологии и минералогии СО РАН Новосибирск, Россия
[3] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[4] РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия

Полученная U-Pb датировка циркона из метааплитов, жилы которых залегают среди метаморфитов, вскрытых каньоном р. Белой в северном контакте ДГМ, составила 353±3 млн лет [10]. Это указывает на то, что возраст даховских гранитоидов не древнее турнейского века. При этом их верхний возрастной предел установлен по K–Ar датировке роговой обманки из них 301±10 млн лет [10].

В дополнение к структурно-геологическим исследованиям, результаты которых изложены в работе [2], мы провели U-Pb изотопное датирование кристаллов акцессорного циркона из гранитоидов ДГМ для получения прямой геохронологической оценки их возраста, а также изучение треков спонтанного деления ^{238}U с целью реконструкции термальной истории ДГМ.

Для определения U-Pb изотопного возраста гранитоидов ДГМ в карьере по добыче бутового камня, расположенном в южной периферической зоне правобережной части ДГМ, в точке с координатами N44°08’42.65’’ и E40°08’25.29’’, была отобрана проба К22-023, начальным весом около 3 кг. Из нее в ГИН РАН выделены кристаллы циркона.

Циркон преимущественно бесцветный, прозрачный, иногда с многочисленными инородными включениями и дефектами. Размеры кристаллов от 30 до 180 мкм.

Для 36 кристаллов циркона (удлиненных призм с пирамидками на концах) или их обломков, в которых удалось обнаружить области размером более 20 мкм, лишенные видимых включений, трещин, метамиктных зон и т.п., в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН проведено U-Pb датирование (LA-ICP-MS) и получена конкордатная датировка – 311.7±1.18 млн лет (1σ), при вероятности – 0.12 и СКВО (MSWD) – 0.77 (рис. 1А). На гистограмме и диаграмме KDE для 21 кондиционной датировки проанализированных кристаллов циркона получено пиковое значение 311.7±0.6 млн лет (1σ) (рис. 1Б), а взвешенный средний возраст составил 311.7±1.3 млн лет (1σ). С учетом погрешностей измерений и вычислений за датировку принято значение 312±1 млн лет (1σ). Это в настоящее время наилучшая и наиболее представительная датировка гранитоидов ДГМ.

Для проведения трекового изучения кристаллов апатита и реконструкции термальной истории ДГМ на плоском отмытом р. Белой обнажении на левом ее берегу из гранитоидов южной периферической зоны массива в точке с координатами N44°09’18.1’’ и E40°06’50.2’’ была отобрана проба Р25-14 начальным весом ~1.5 кг.

Апатит выделен в ИГМ СО РАН. Его трековое исследование выполнено Ю.А. Бишаевым по стандартной методике [1, 9, 11]. Измерение длин треков проведено при помощи ПО DpxView для фото-видео камеры InfinityX. По результатам измерений построена гистограмма распределения длин треков. В участках кристаллов апатита с подсчитанными

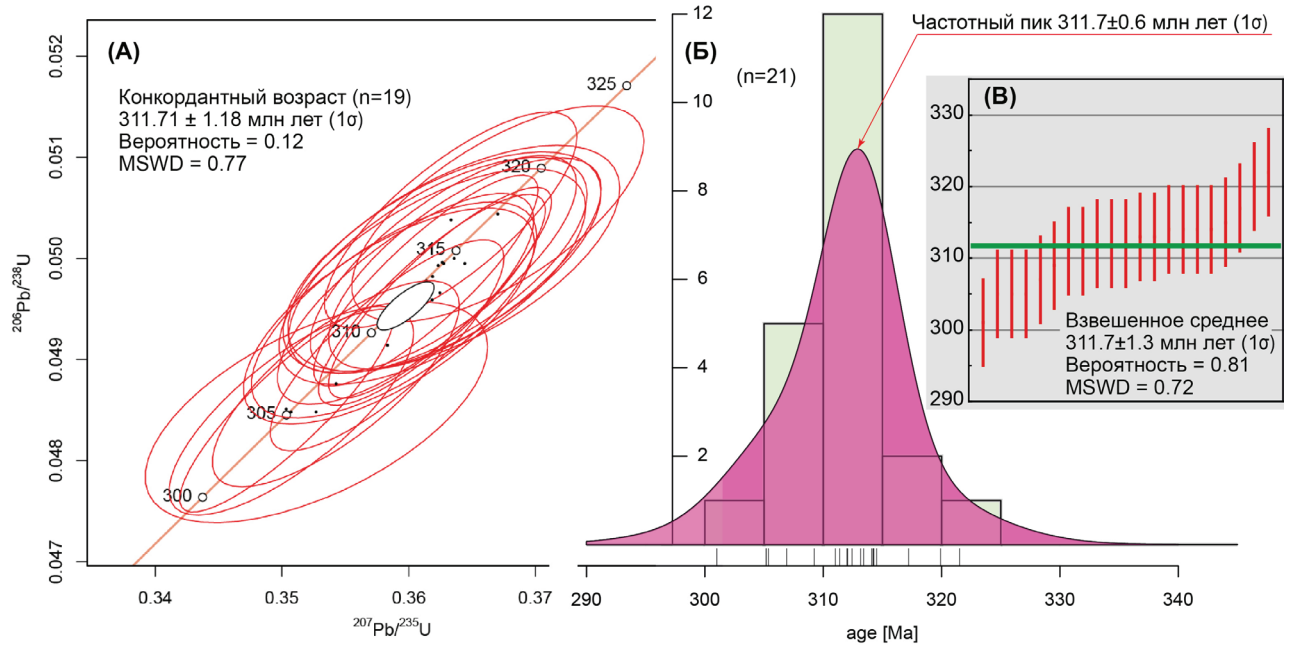


Рис. 1. Результаты U-Pb датирования кристаллов акцессорного циркона из гранитоидов Даховского массива (проба К22-023).

А – диаграмма с конкордией (красные незалитые эллипсы – результаты единичных измерений, белый залитый эллипс – конкордатное значение); Б – гистограмма и диаграмма KDE; В – диаграмма, иллюстрирующая взвешенный средний возраст

плотностями и длинами треков методом ICP-MS (ThermoFisher Scientific iCAP Qc с приставкой лазерной абляции NWR213) измерено содержание ^{238}U. Обработка результатов масс-спектрометрического анализа проведена в ПО «LADR» [13]. В итоге построены графики, отображающие изменения температурного режима породы во времени (t, T). Моделирование термальных историй на основе результатов трекового анализа проведено с помощью ПО HeFTy (1, 2, 8) [12]. При интерпретации графиков термальной эволюции принято значение геотермального градиента 30–25 °С/км. Термальная история ДГМ представлена на рис. 2.

На основе совокупности всех известных данных о ДГМ выделены следующие этапы в его термальной эволюции.

Этап 1. Внедрение гранитоидов ДГМ ~311 млн лет назад.

Этап 2. Герцинская орогения и быстрая эксгумация ДГМ во временном интервале ~(310–290) млн лет назад с выводом на поверхность и перемывом гранитоидов – попаданием их обломков в пермские красно-

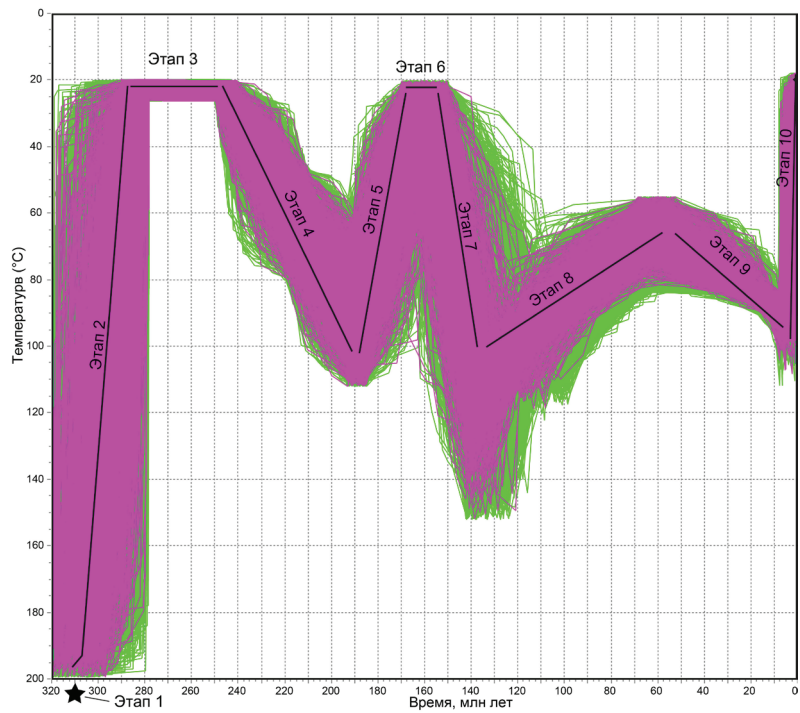


Рис. 2. Реконструкция термальной истории Даховского гранитоидного массива по результатам изучении треков в апатите (описание этапов эволюции – см. текст)

цветные толщи эпигерцинской молассы. При градиенте 30 °С/км на этом этапе произошло охлаждение пород более чем на 200°, что соответствует денудации ~7 км перекрывающих пород со скоростью ~350 м/млн лет;

Этап 3. Пребывание ДГМ в приповерхностной зоне в течение всей перми от ~290 до ~250 млн лет назад.

Этап 4. Погружение ДГМ, связанное с формированием (накоплением) толщ киммерийского структурно-формационного комплекса совокупной мощностью ~3–4 км в интервале ~250 – ~180 млн лет и прогрев от приповерхностных температур до температур, превышающих 100°.

Этап 5. Быстрое воздымание ДГМ в конце средней юры ~(180–170 млн лет) с уровня, соответствующего температурам, превышающим 100°, до уровня дневной поверхности.

Этап 6. Кратковременное (от ~170 до ~160 млн лет) пребывание ДГМ в приповерхностной зоне (предкелловейский перерыв).

Этап 7. Погружение ДГМ, начиная с келловея (~160 млн лет) и до середины мела (~130 млн лет), связанное с формированием (накоплением) нижних уровней разреза син-альпийского структурно-формационного комплекса платформенного типа совокупной мощностью ~3 км и прогрев от приповерхностных температур до температур, превышающих ~100°.

Этап 8. Тектоническое «затишье» в интервале ~(130–60) млн лет и охлаждение ДГМ, возможно связанное с уменьшением геотермического градиента, происходившим на фоне продолжения накопления маломощных платформенных толщ верхнемезозойско-нижнекайнозойской части разреза син-альпийского комплекса.

Этап 9. Погружение ДГМ, начиная от ~60 млн лет и до рубежа неогена/квартера (~3–2.5 млн лет), связанное с формированием (накоплением) верхних уровней разреза син-альпийского платформенного комплекса совокупной мощностью ~1 км и прогрев от температур 60–70° до температур, близких к 100°.

Этап 10. Катастрофически быстрое воздымание ДГМ и формирование современного орогена **БК** за последние 3–2.5 млн лет. В это время были «эродированы» перекрывающие ДГМ комплексы чехла совокупной мощностью ~4 км при средней скорости «эрозии» ~2000 м/млн лет. Катастрофически быстрое воздымание орогена **БК** в четвертичное время соответствует представлениям, изложенным в работах [2, 5].

Исследование выполнено за счет гранта РНФ № 25-17-00301.

Литература

1. *Буслов М.М., Баталин Г.А., Бишаев Ю.А.* и др. Способ определения миграции залежей углеводородов в купольных структурах // Патент. 2021. Бюлл. № 23. С. 33.

2. *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Махиня Е.И.* и др. Сдвиговые и тектоно-гравитационные структурные ансамбли киммерийского этапа развития Даховского кристаллического выступа (западная периклиналь палеозойского ядра Большого Кавказа) // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. Вып. 5. С. 0847.

3. *Кориковский С.П., Сомин М.Л., Корсаков Г.Г.* Симплектитовые высокобарические гранат-кринопироескн-маргарит-мусковит-клоноцоищитовые амфиболиты Даховского выступа (Северный Кавказ): генезис, состав реакционных структур // Докл. РАН. 2004. Т. 379. № 5. С. 650–654.

4. *Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В.* и др. Гос. геол. карта РФ. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXV (Майкоп). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 308 с.

5. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. Вып. 3. С. 0825. doi:10.5800/GT-2025-16-3-0825.

6. *Лебедько Г.И., Усик В.И.* Геохронология Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: РГУ, 1985. 148 с.

7. *Лебедько Г.И., Усик В.И., Шарафан В.Я.* Петрохимия кристаллиникума Северного Кавказа. Ростов-на-Дону: РГУ, 1999. 200 с.

8. *Ненахов В.М., Жабин А.В., Никитин А.В., Бондаренко С.В.* Внутреннее строение тектонической зоны северного обрамления Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2019. № 1. С. 5–14.

9. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с.

10. *Сомин М.Л. Левченков О.А., Котов А.Б.* и др. Палеозойский возраст высокобарических метаморфических пород даховского выступа (северо-западный Кавказ): результаты U-Pb геохронологических исследований // Докл. РАН. Т. 416. № 3. 2007. С. 360–363.

11. *Donelick R.A., O'Sullivan P., Ketcham R.A.* Apatite fission-track analysis // Rev. Mineral. Geochem. 2005. V. 58. P. 49–94.

12. *Ketcham R.A.* Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2005. V. 58. P. 275–314.

13. *Norris A., Danyushevsky L.* Towards Estimating the Complete Uncertainty Budget of Quantified Results Measured by LA-ICP-MS // Goldschmidt, Boston, 2018-08-12.

Е.Л. Кунаккузин[1], Е.С. Борисенко[1], Л.И. Нерович[1], Т.В. Каулина[1], К.А. Докукина[2], Т.Б. Баянова[1], Д.В. Елизаров[1]

Неоархейские гиперстеновые диориты зоны контакта палеопротерозойского мафитового массива Мончетундра (С-В Фенноскандинавского щита): РЗЭ, SHRIMP-II и Nd-Sr изотопные данные

В ходе полевых работ в северной части палеопротерозойского (2.50–2.45 млрд лет) массива Мончетундра был изучен предполагаемый контакт мафитов массива с вмещающими породами Центрально-Кольского блока. На данном участке были установлены коренные выходы диоритов. Наименее измененные разновидности данных пород характеризуются среднезернистой структурой с массивной текстурой и состоят из ортопироксена (гиперстен, 15–25%), плагиоклаза (андезин, 50–60%), кварца (20–30%), амфибола, рудных минералов (3%). Контакт гиперстеновых диоритов с массивом Мончетундра постепенный и выражен в плавном переходе от диоритов к габброноритам с увеличением кварца в последних. Однако, в литературе [1, 2] на контактах отмечаются зоны ороговикования и мелкозернистых эндоконтактовых габброноритов, а также ксенолиты диоритов в габброноритах.

Изучаемые породы характеризуются содержаниями SiO_2 от 57.3 до 74.1 мас.% (ср. зн 65.7%) и относятся к диоритам и гранодиоритам. Было проведено сравнение вещественного состава с породами средне-кислого состава, которые обнаруживаются в пределах Мончегорского рудного района. От последних, изученные породы отличаются главным образом более низкими содержаниями TiO_2 (0.07–0.33 мас.%, ср. зн. 0.23), FeO_t (1.87–5.39 мас.%, ср. зн. 3.79%), MgO (0.65–3.75 мас.%, ср. зн. 1.64), K_2O (0.05–0.17 мас.%, ср. зн. 0.12%) и повышенными CaO (4.28–7.13 мас.%, ср. зн. 5.67%). По сумме редкоземельных элементов породы характеризуются умеренными значениями от 13.71 до 27.43 г/т (ср. зн. 22.70 г/т) с крутыми отрицательными спектрами их распределения ((La/Yb)n = 31.1–110.3, ср. зн. 58.5), выраженными в существенном фракционировании легких РЗЭ ((La/Sm)n = 5.2–26.0, ср. зн. 15.6), наблюдается значительная положительная Eu-аномалия (3.3–6.4). Изучаемые породы отличаются по своему вещественному составу от диоритов Мончегорского района и пород кольской серии Центрально-Кольского блока. Также они имеют отличия и от габ-

[1] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия

бронoритов массива Мончетундра, что свидетельствует в пользу гипотезы о самостоятельном формировании данных пород. При этом, данные породы характеризуются высоким отношением Sr/Y от 182.5 до 520.3 (ср. зн. 432.1), за счет низких концентраций Y (0.56–1.74 г/т) и высоких Sr (291–361 г/т). По совокупности петро- и геохимических данных о составе пород их можно отнести к группе высококремнеземистых адакитов согласно [3], при этом некоторые параметры в них характерны для низкокремнеземистых адакитов [4]. Так как адакиты представляют собой довольно варьирующую по составу группу пород, по общим геохимическим особенностям [5] гиперстеновые диориты контакта массива Мончетундра имеют с ними сходство.

По результатам U-Pb SHRIMP-II датирования (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) для цирконов их трех проб были получены конкордантные возрасты 2784±3, 2783±3, 2804±12 млн лет, со средним возрастом по всем точкам трех проб 2784.3±7.4 млн лет, Th/U = 0.16–0.67. Согласно полученным Nd-Sr изотопным данным гиперстеновые диориты характеризуются положительными εNd(2784) от +4.0 до +7.2 (ср. зн. +5.1), низкими ISr(2784) от 0.7018 до 0.7031 (ср. зн. 0.7024) величинами и модельными возрастами TDM = 2.75–2.79 млрд лет. Новые изотопные и геохронологические данные свидетельствуют о формировании изучаемых пород в результате отдельного магматического события из изотопно-деплетированного мантийного источника. Сравнение Sm-Nd изотопного состава пород с таковым габброноритов массива Мончетундра и гнейсов и эндербитов кольской серии указывают на то, что изучаемые диориты не могут являться результатом воздействия мафитовой магмы на вмещающие метаморфические комплексы как это предполагалось ранее некоторыми исследователями [6] и были сформированы в результате отдельного магматического события в неоархейское время.

Исследование проводится при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 25-77-10097, https://rscf.ru/project/25-77-10097/.

Литература

1. *Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С.* Основной и ультраосновной комплекс Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л.: Наука, 1967. 166 с.

2. *Шарков Е.В.* Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный Мир, 2006. 364 с.

3. *Defant, M.J., Drummond M.S.,* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V.347. P. 662–665.

4. *Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

5. *Castillo P.R.*, An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51. P.257–268.

6. *Дубровский М.И., Микляев А.Н.* Геология, вещественный состав и генезис «гиперстеновых диоритов» восточного предгорья Главного хребта // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: Изд-во КолФАН АН СССР, 1975. С. 91–107.

Ю.Г. Кутинов[1], З.Б. Чистова[1], А.Л. Минеев[1], Е.В. Полякова[1]

Связь межплитной и плитной тектоники Фенноскандии и прилегающих территорий

В настоящее время доминирует парадигма, согласно которой основные тектонические и магматические процессы сосредоточены на границах литосферных плит. Однако детальные исследования платформенных областей выявили, что проявления внутриплитной тектоники играют существенную роль в структуре земной коры, в том числе и древних платформ [3, 5]. Эти данные свидетельствует о необходимости пересмотра традиционных моделей и взглядов на тектоническую активность древних платформ и механизмы их современного геодинамического режима.

Наиболее распространенные на сегодня представления о внутриплитных тектоно-магматических процессах основаны на предположении о существовании мантийных плюмов и об автономности процессов их зарождения и движения к земной поверхности [1]. Проведенные нами исследования показывают [3], что геодинамические процессы не являются автономными, а представляют собой цепочку взаимосвязанных процессов, трансформирующихся в зависимости от параметров контактирующих структур. «Следы» воздействия активной межплитной границы (зоны спрединга) отмечаются практически во всех структурах Евразийской плиты. Наиболее отчетливо это воздействие отмечается в Фенноскандии, и далее передается на Русскую плиту. При этом Русская плита испытывает давление (вторичное) со стороны Фенноскандинавского свода, которое способствует возникновению полей напряжений и развитию деформаций (рис. 1).

Свод Фенноскандии смещается в юго-восточном направлении в первую очередь под влиянием давления спредингового хребта Северной Атланти-

[1] Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, Архангельск, Россия

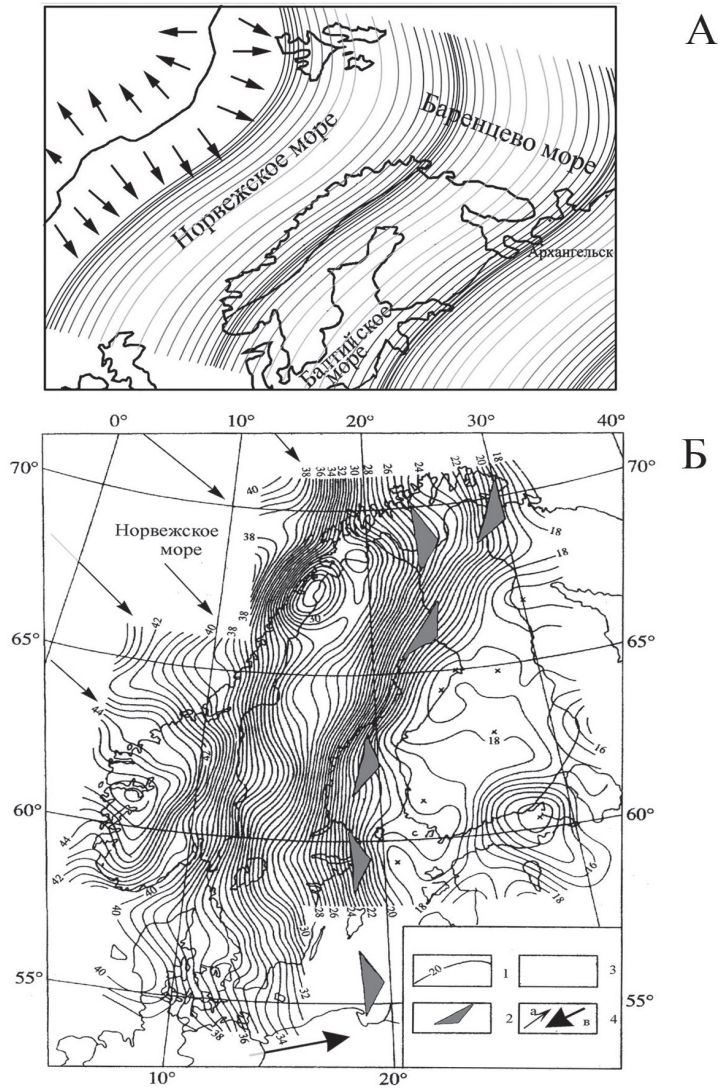


Рис. 1. Свидетельства воздействия активной межплитной границы [3]. А – схема распространения деформационных волн от Северо- Атлантической зоны спрединга [7]; Б – карта геоида Фенноскандии с элементами интерпретации гравиметрических данных [6]: *1* – изолинии превышения геоида над референц-элипосоидом; *2* – зона максимальных горизонтальных градиентов поверхности геоида; *3* – зоны максимальных горизонтальных напряжений поля силы тяжести в редукции Буге; *4* – направления динамического влияния орогенов: *а* – каледонский фронт; *б* – альпийский фронт

ки, а также динамического влияния второго порядка орогенов и деформаций сжатия форланда. Смежная Русская плита испытывает механическое горизонтальное давление со стороны свода, воздействие которого подтверждается наличием концентрических зон поднятий и впадин. Немалое значение имеют и особенности глубинного строения Фенноскандии (наличие мантийного «якоря» – погружения литосферы до глубин 200 км) [3], что подтверждается сейсмическими данными и величинами теплового потока. Фенноскандинавский свод за счет мантийного «якоря» представляет собой многослойную структуру (в вертикальном разрезе), в которой движение каждого слоя имеет свою скорость (максимальную в верхнем более жестком слое) и минимальную на волноводах [3]. В результате возникает проскальзывание верхнего слоя, приводящее к возникновению коробления верхних частей земной коры, латеральных срывов (волноводы-линзы и зоны трещиноватости на глубинах 10–15 км и 20–25 км) и распространении зон повышенной трещиноватости и флексур в осадочном чехле. Сам мантийный «якорь» испытывает наряду с горизонтальным давлением и косое выдавливание, сопровождающееся латеральным перетеканием вещества. Сочетание вышеперечисленных факторов и сложного блокового строения Фенноскандии определяет присущую своду кинематическую и динамическую разнородность подвижек. Все это вызывает на современном этапе коробление земной коры и формирование складок продольного и поперечного изгибов земной коры, флексур в осадочном чехле и их отражение в современном рельефе.

Иная картина возникает при воздействии со стороны Арктического спрединга на орогены субмеридионального простирания, где вектор сил совпадает с осью симметрии орогена или направлен к нему под острым углом.

В первом случае воздействие гасится за счет развития системы сдвигов параллельных оси орогена, во втором – за счет возникновения клинораздвигов (например, Тимано-Печорская плита) или возникновения структур вращения (Полюдов кряж). При подходе деформационной волны от Атлантической зоны спрединга, вектор которой совпадает с грабенами северо-западного простирания, эти структуры испытывают активизацию на современном этапе, сопровождающуюся повышенной сейсмичностью и преобладающим режимом горизонтального сжатия и короблением земной коры. Трансблоковые зоны северо-восточного простирания находятся в режиме объемного сжатия от сложного сочетания деформаций от Атлантического и Арктического спрединга (своего рода «косой» сдвиг), что создает сложное чередование режимов растяжения (по типу трансформных разломов) и сжатия во времени [4].

Для уточнения полученных выводов нами были проведены расчеты энергоемкости, коэффициента дискретности земной коры, поверхностной

плотности разломов и функции дробления («блочности») мегаблоков, трансблоковых зон и узлов их пересечения [2], которые показали, что эти структуры различаются по своим энергетическим параметрам.

Исследования проведены в рамках государственного задания Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук.

Литература

1. *Артамонов А.В.* Влияние разломообразования на формирование внутриплитных тектоно-магматических структур // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. Т. 1. С. 17–21.

2. *Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я., Чистова З.Б.* Дискретность земной коры, энергоемкость блоков и сейсмичность Европейского Севера России / // Вестник геонаук. 2021. № 11. С. 16–24. DOI: 10.19110/geov.2021.11.2

3. *Кутинов Ю.Г.* Современный геодинамический режим Арктического сегмента земной коры и нефтегазообразование. Пенза: научн.-изд. центр «Социосфера», 2021. 281 с.

4. *Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б.* Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.

5. *Кутинов Ю.Г.* Экогеодинамика Арктического сегмента земной коры. – Екатеринбург: УрО РАН, 2005. 388 с.

6. Региональные особенности гравитационного поля и геоида Фенноскандии / В.К. Абалакин, В.И. Богданов, Ю.Д. Буланже и др. // Докл. АН СССР. 1988. Т. 359. № 3. С. 386–389.

7. *Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В.* Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 128 с.

А.В. Латышев[1,2,3], О.В. Бергаль-Кувикас[3,4], Е.А. Латанова[2,3,5], М.Б. Аносова[2], А.В. Беляев[1]

Свидетельства регионального перемагничивания в породах Шипунского сегмента Кроноцкого террейна (Камчатка) и тектоническая интерпретация

Реконструкция тектонического развития Камчатки является актуальной научной проблемой, поскольку этот регион является уникальным на территории России примером современной активной континентальной окраины и вулканической области. Несмотря на это, даже кайнозойская тектоническая эволюция Камчатки исследована лишь фрагментарно. Согласно большинству современных моделей, Камчатка представляет собой аккреционный коллаж террейнов, последовательно причленявшихся к северо-восточной окраине Евразии, например, [1, 2]. При этом возрастные ограничения и последовательность тектонических событий остаются предметом дискуссий.

В рамках данной работы были проведены палеомагнитные исследования магматических и вулканогенно-осадочных комплексов полуострова Шипунский и мыса Налычева (Восточная Камчатка), которые в тектоническом отношении слагают южную часть Кроноцкого островодужного террейна [3]. Большая часть существующих палеотектонических реконструкций Камчатки построена с использованием палеомагнитных данных по северной части полуострова [4, 5]. При этом недавно полученные нами палеомагнитные результаты по миоценовым комплексам южной Камчатки [6] свидетельствуют в пользу самостоятельной тектонической эволюции разных частей полуострова. Целью данной работы являлось тестирование принадлежности комплексов полуострова Шипунский к Кроноцкому террейну и представлений об общности их истории. Для этого были отобраны ориентированные образцы из следующих объектов: (1) вулканогенно-осадочные образования налычевской толщи (верхний мел – палеоцен [3]) и прорывающие их субвулканические тела на мысе Налычева; (2) кислые туфы верхнемеловой–палеоценовой шипунской

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия
[3] Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия
[4] Камчатский государственный университет им. В. Беринга, Петропавловск-Камчатский, Россия
[5] Национальный исследовательский технологический университет «МИСИС», институт новых материалов, кафедра физической химии, Москва, Россия

толщи [3], комагматичные им тела дацитов, а также базитовые дайки бечевинского комплекса в районе бухты Бечевинка (Шипунский полуостров); (3) кварцевые диориты и гранодиориты Шипунского массива эоценового возраста [3] и прорывающие их дайки бечевинского комплекса; и (4) подушечные базальты и вулканогенно-кремнистые отложения эоценовой козловской свиты [3] в районе мыса Калыгирь.

В общей сложности было опробовано 45 палеомагнитных сайтов. Возраст стратифицированных образований обоснован фаунистически (см. [3] и ссылки в этой работе); возраст плутонитов Шипунского массива оценен U-Pb методом по цирконам в широком диапазоне 56–44 млн лет [3]. Самое молодое магматическое событие в регионе представлено дайками диорит-порфиритов и порфировых андезибазальтов бечевинского комплекса, по основной массе которых в ИГЕМ РАН недавно были получены K-Ar датировки 52–42.4 млн лет (неопубликованные данные), что соответствует эоцену.

Палеомагнитные исследования проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН по стандартной методике, включающей ступенчатое размагничивание ориентированных образцов температурой и/или переменным магнитным полем, а также последующее выделение компонент естественной остаточной намагниченности с использованием метода главных компонент и расчет палеомагнитных направлений и виртуальных геомагнитных полюсов. Несмотря на разнообразное качество палеомагнитной записи, средние палеомагнитные направления были рассчитаны по всем опробованным сайтам.

В районе бухты Бечевинка 8 сайтов, представляющих мафические дайки бечевинского комплекса, кислые субвулканические тела и прорываемые ими туфы шипунской толщи, демонстрируют близкие направления обратной полярности, что обеспечивает отрицательный тест контакта и указывает на возможность перемагничивания. В том же районе (близ мыса Входной) 5 сайтов намагничены в прямой полярности, при этом дайка андезитов и вмещающие ее туфы также имеют близкие направления, указывая на отрицательный тест контакта. Еще одним аргументом в пользу вторичной природы остаточной намагниченности является более высокая кучность направлений обратной полярности в географической системе координат, чем в стратиграфической, а также близость направлений к ожидаемым для кайнозоя Камчатки в географической системе координат и аномально низкие наклонения в стратиграфической. Итак, для района бухты Бечевинка результаты палеомагнитных тестов свидетельствуют о вторичной постскладчатой намагниченности, а наличие обеих полярностей указывает на два этапа перемагничивания.

В районе мыса Налычева вулканогенно-осадочные породы налычевской толщи (4 сайта) демонстрируют направления прямой полярности,

тесно сгруппированные в географической системе координат и резко различные в стратиграфической. Это указывает на отрицательный тест складки и постскладчатый возраст остаточной намагниченности. Субвулканические тела (2 сайта) имеют направления обратной полярности, значительно отличающиеся друг от друга, однако для одного из сайтов направление “in situ” близко к таковым для вышеупомянутых даек бечевинского комплекса.

Гранитоиды Шипунского массива (11 сайтов) и прорывающие их дайки бечевинского комплекса (5 сайтов) намагничены как в прямой, так и в обратной полярности в разных частях массива (6 и 10 сайтов соответственно). При этом в трех локациях были получены отрицательные результаты теста контакта, когда базиты даек бечевинского комплекса и вмещающие гранитоиды характеризуются одной полярностью и близкими палеомагнитными направлениями (в двух случаях – прямой, в одном – обратной полярности). Это указывает на перемагничивание пород Шипунского массива, которое происходило не менее чем в два этапа, соответствующих интервалам прямой и обратной полярности.

Породы козловской свиты в районе мыса Калыгирь (5 сайтов) характеризуются крайне шумным палеомагнитным сигналом и значительным разбросом направлений как внутри, так и между сайтами. Для некоторых сайтов палеомагнитные направления в географической системе координат близки к таковым для других районов. Наличие как прямой, так и обратной полярности указывает на отсутствие единого этапа перемагничивания, но первичность остаточной намагниченности пород этого района обосновать невозможно.

Таким образом, для всех рассмотренных нами районов были получены признаки: (1) вторичной остаточной намагниченности; (2) не менее двух этапов перемагничивания; и (3) постдеформационного возраста намагниченности. Перемагничивание может по времени совпадать с внедрением наиболее молодых даек бечевинского комплекса или быть еще более поздним. Средние палеомагнитные направления, рассчитанные для бечевинских даек (9 сайтов) и всех остальных объектов (26 сайтов), статистически не отличаются в географической системе координат: угловая разница $\gamma = 4.9°$; критический угол $\gamma_{cr} = 12.0°$. Это подтверждает единое время формирования намагниченности в дайках бечевинского комплекса и вмещающих породах.

По 35 сайтам, включающим дайки бечевинского комплекса и вмещающие их породы, был рассчитан палеомагнитный полюс, характеризующий время формирования намагниченности в породах Шипунского сегмента Кроноцкого террейна: Plat = 72.3°, Plong = 10.1°, A95 = 6.4°. Этот полюс значительно отличается от всех опубликованных полюсов по кайнозойским образованиям различных тектонических зон Камчатки, включая

Кроноцкий террейн [4–6]. В то же время палеоширота, рассчитанная для Шипунского сегмента, составляет 37.4°, что существенно ниже современной и близко к значениям, полученным Н.М. Левашовой и др. [4] по эоценовым породам северной части Кроноцкого террейна. Это указывает на возможный эоценовый возраст перемагничивающего события, что совпадает со временем внедрения даек бечевинского комплекса. При этом отличие полюса, рассчитанного в данной работе, от полюса [4] может свидетельствовать об относительном вращении Шипунского и Кроноцкого сегментов Кроноцкого террейна после формирования намагниченности.

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

Литература

1. *Konstantinovskaya E.A.* Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // Tectonophysics. 2001. V. 333. P. 75–94.

2. *Шапиро М.Н., Соловьев А.В.* Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863–880.

3. *Цуканов Н.В., Лучицкая М.В., Портнягин М.В., Савельев Д.П., Соловьев А.В., Hourigan J.K.* Габбро-гранодиоритовый магматический комплекс Кроноцкой палеодуги (восточная Камчатка): возраст, состав и тектоническое положение // Геотектоника. 2022. № 5. С. 50–75.

4. *Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L.* Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous-Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia: Kinematic implications // Tectonics. 2000. V. 19. N 5. P. 834–851.

5. *Коваленко Д.В., Чернов Е.Е.* Палеомагнетизм и тектоническая эволюция Камчатки и юга Корякии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 3. С. 48–73.

6. *Латышев А.В., Аносова М.Б., Латанова Е.А., Бергаль-Кувикас О.А.* Палеомагнетизм миоценовых магматических образований южной Камчатки // Физика Земли. 2025. № 3. С. 23–40.

Б.Д. Левкова[1], А.В. Рязанцев[1], А.А. Разумовский[1], А.В. Травин[2]

Позднепалеозойские синколлизионные щелочные интрузии в структуре Башкирского мегантиклинория на Южном Урале

В структуре Башкирского мегантиклинория (БМА) распространены интрузивные тела мафит-ультрамафитов, гранитоидов и пород среднего состава умеренной щелочности, для которых установлен раннесреднерифейский возраст. Считается, что магматизм связан с проявлением «машакского» плюмового события, которое уверенно датировано в центральной и, особенно, в северной части БМА в интервале 1395–1380 млн лет [4, 7–9]. Тела пород основного–среднего состава повышенной щелочности – монцогаббро, монцонитов, сиенитов, относящиеся к «машакскому» событию, слагают как крупные массивы, например, Бердяушский, так и мелкие тела. К последним, в частности, относится интрузия в районе пос. Сибирка, с которой связано одноименное месторождение редких металлов [11].

Возраст мелких тел пород среднего состава умеренной щелочности, на западе и на юге БМА, относящихся к авашлинскому комплексу, определен, как позднерифейский [2]. В последнее время появляются данные о позднепалеозойском возрасте некоторых интрузий данного состава в структуре БМА [6], Результаты наших работ по авашлинскому комплексу подтверждают распространение позднепалеозойских умеренно щелочных интрузий в структуре БМА.

Авашлинский комплекс сиенитов и щелочных габбро (авашлинский комплекс) [2, 5] слагают мелкие тела на западе (участок Баталалма) и на юге (участок Авашли) БМА.

На левом берегу р. Баталалма, к северу от пос. Кулгунино сиениты и габбро-сиениты обнажаются в узкой, не более 20 м полосе протяженностью около 150 м, вытянутой с юго-запада на северо-восток. На северо-западном экзоконтакте тела обнажены кварцевые песчаники и алевролиты, относящиеся к зильмердакской свите верхнего рифея. На северо-востоке изолированные выходы слагают трахиандезибазальты с многочисленными ксенолитами мелкозернистых кварцитов размером до 2–3 см. Это могут быть породы эндоконтакта, а в работе [2] они рассматриваются, как эруптивные брекчии. В этом же направлении среди сиенитов

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

обнаружены полнокристаллические разности с гнездами неправильной формы, размером до 5–8 мм, сложенные пьемонтитом (псевдоморфозы по ультрамафитовым обломкам?). К юго-востоку от тела сиенитов располагается небольшой (3×5 м) выход темно-зеленых биотитовых габбро со скоплениями в отдельных гнездах и прожилках порфиробластов красного КПШ, что, по-видимому, отражает процесс калиевого метасоматоза.

В данном районе сиениты вскрыты буровой параметрической скважиной Кулгунино-1, западнее одноименного поселка, в 6 км к юго-востоку от участка Баталалма. В скважине мелкие тела сиенитов и габбро-сиенитов мощностью 0.9–4 м отмечаются в среднерифейской толще в интервале 1250–2470 м, и в нижнерифейской толще на глубине около 4700 м [1, 3].

В долине руч. Авашли (правый приток р. Белой), к западу от Старосубхангулово сиениты слагают два узких тела шириной до 75 м, ориентированных в северо-восточном (южное тело) и северо-западном (северное тело) направлениях. Эти стратиформные тела располагаются на крыльях антиклинали. Ядро антиклинали сложено преимущественно бурыми и полосчатыми алевролитами машакской свиты среднего рифея, а крылья – пестроцветными песчаниками и гравелитами зигальгинской свиты среднего рифея. Интрузивные породы находятся на контакте свит. Интрузивные тела имеют сложное строение, в котором принимают участие полнокристаллические сиениты, габбро-сиениты и кварц-порфировые разности со скрытокристаллической основной массой. Вблизи интрузивных пород, во вмещающих породах присутствуют конформные линзы метасоматического мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата.

Баталалминские габброиды обладают офитовой текстурой. Основной породообразующий минерал плагиоклаз, который интенсивно серицитизирован и зерна калиевого полевого шпата кородирующими плагиоклаз. Вторичные минералы выполняют интерстиции и представлены кальцитом и пироксеном, полностью замещенным гидромагнезитом. Акцессорные – апатит, кварц и скелетные выделения титаномагнетита.

Авашлинские сиениты обладают среднезернистой структурой и офитовой текстурой. Основной породообразующий минерал ортоклаз, часто альбитизированный. Пироксен сильно хлоритизирован. В незначительном количестве присутствуют мелкие чешуйки Mg-биотита и ксеноморфные зёрна кварца. Акцессорные – апатит, монацит, циркон и ксенотим. Для авашлинских сиенитов характерно повышенное, до 10–15%, содержание титановых минералов, в строении которых наблюдается чехольчатая структура с ядром рутила, обрамлённым каймой титаномагнетита. Содержания TiO_2 = 5–6.3%. Характерны высокие содержания Zr = 280–1200 г/т.

При этом кристаллы циркона очень редкие и мелкие. Zr присутствует в цирконе, апатите, и во всех породообразующих минералах.

Геохимический анализ пород авашлинского комплекса позволил установить различия в источниках и условиях формирования магм на участках Баталалма и Авашли в рамках единого раннепермского магматического импульса (~286–298 млн лет). Породы участка Авашли характеризуются экстремально высокими содержаниями TiO_2 и Zr (см. выше)) при отсутствии или слабой выраженности отрицательных аномалий Nb-Ta, что указывает на формирование из глубинного обогащенного мантийного источника с минимальной коровой контаминацией. Породы участка Баталалма демонстрируют умеренные содержания TiO_2 и Zr, но при этом выраженные отрицательные аномалии Nb-Ta и повышенные отношения Th/Yb, что предполагает значительное влияние корового материала в процессе магмообразования. Полученные данные убедительно свидетельствуют о гетерогенности мантийных источников и различных глубинах формирования первичных магм в пределах единого коллизионного орогена: от глубинного плюмоподобного источника для авашлинских пород до метасоматизированной литосферной мантии с интенсивной коровой контаминацией для баталалминских разностей**.**

Породы обоих участков были исследованы изотопными методами с целью установления их возраста. Ранее комплекс по пробам с участка Баталалма и скважины Кулгунино-1 был охарактеризован Rb-Sr эрохроной, на основании которой был определен возраст 1096±46 млн лет [2]. Для участка Авашли был определен U-Pb возраст цирконов из сиенитов [5]. По 14 точкам был получен диапазон значений $^{206}Pb/^{238}U$ возраста 216±5 – 1029±19 млн лет, а $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст в диапазоне 1123±23 – 1964±93 млн лет. По данным этих авторов реликты ранних (1320–1340 млн лет) кристаллов циркона позволяют установить принадлежность сиенитов к машакскому плюмовому событию. По другой популяции циркона получена датировка 1097±20 млн лет, которая по мнению авторов отражает время метаморфизма цирконов. Кристаллы циркона исследованной пробы имеют сложную форму и внутреннее строение, которые свидетельствуют об истории неоднократного их преобразования, отраженной, в частности, в очень высоких значениях дискордантности. В 7 из 14 проб она варьирует в диапазоне 43–810%, при очень высоких содержаниях U (980–1658 г/т), Th (1574–4023 г/т).

Проведенные нами исследования циркона из кварц-порфировых трахитов по 14 кристаллам (U-Pb SIMS SHRIMP-II) дали диапазон значений 279±3–2519±23 млн лет, при удовлетворительной дискордантности (-3 – +13%). По трем магматическим кристаллам конкордантный возраст составил 497±8 млн лет (СКВО = 0.14, вероятность = 0.70); по двум другим магматическим кристаллам – 286±5 млн лет (СКВО = 0.079,

вероятность 0.78). В работе [5] для одного зерна отмечается значение 497.1±8.3 млн лет (СКВО = 0.14, вероятность = 0.70). Полученные данные предполагают более молодой возраст комплекса, чем предложенный в работе [5]. Вероятно, значение 286±5 млн лет, полученное нами по 2 точкам, близко возрасту интрузии, тогда как остальные цирконы являются ксеногенными.

В пользу молодого возраста свидетельствуют также изотопные исследования КПШ. Нами получен $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст плато по КПШ из сиенитов руч. Баталалма 298±6 млн лет и сиенитов у руч. Авашли 310±6 млн лет. По пробе кварц-полевошпатовых метасоматических пород на экзоконтакте интрузии сиенитов получено 2 плато – 278±4 и 253±3 млн лет. K-Ar возраст КПШ из сиенитов Авашли 320±6 млн лет. Полученные позднепалеозойские значения возраста близки к некоторым значениям возраста, отражающим термальную историю породных комплексов. Так, для БМА отмечались данные fission-track-датирования по циркону с минимальным значением 288 млн лет, а по апатиту в диапазоне 149–262 млн лет [12]. Значения 262 и 288 млн лет отражают эксгумацию пород на этапе коллизии и связанного с коллизией орогенеза. Эти значения близки к значениям, полученным $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом, и хорошо согласуются с U-Pb возрастом молодых зерен циркона 286±5 млн лет (раннепермский возраст внедрения авашлинского комплекса).

Щелочные интрузии раннепермского возраста известны в ядерной части БМА (289±3 млн лет) [6], а также на Тимане (294±4 млн лет) [10]. На Тимане эти интрузии прорывают позднедевонскую толщу и в ряде мест тела, которые они слагают, интерпретируются, как трубки взрыва. Проявления щелочного магматизма этого возраста отмечаются также на востоке Южного Урала [6] и во многих структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса. Магматизм этого этапа принадлежит эпохе межконтинентальной коллизии.

Литература

1. *Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М., Лисовский Н.Н., Морозов С.Г., Тагиров И.А., Янкаускас Т.В*. Стратиграфия верхнего протерозоя востока Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 10. С. 57–67.

2. *Ковалев С.Г., Горожанин В.М., Тимофеева Е.А*. Магматические породы территории геопарка «Торатау». Геологический вестник. 2020. № 1. С. 83–94.

3. *Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д*. Новая схема расчленения разреза параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. 60 с.

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., Шокальский С.П., Бушарина С.В.* Полихронная цирконология сиенитов авашлинской интрузии в Кургасской антиклинали // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 2. С. 195–200.

6. *Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В*. Цирконы пермского возраста (280–290 млн лет) из интрузивных магматических пород в рифейских толщах Южного Урала // Литосфера, 2021. 21(5). С. 601–608.

7. *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.

8. *Пучков В.Н*. Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.

9. *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.

10. *Удоратина О.В., Травин А.В., Куликова К.В., Варламов Д.А*. Раннепермский импульс ультракалиевого магматизма на Среднем Тимане // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 2–3. С. 29–35.

11. *Шагалов Е.С., Холоднов В.В., Носова А.А., Солошенко Н.Г., Стрелецкая М.В., Киселева Д.В., Горожанин В.М*. К вопросу о возрасте вмещающих пород редкометалльного месторождения Сибирка: Sm-Nd- и U-Pb(циркон)-изотопные данные // Ежегодник-2013. Тр. ИГГ УрО РАН. 2014. Вып. 161. С. 362–366.

12. *Seward D., Perez-Estaun A., Puchkov V*. Preliminary fission-track results from the southern Urals – Sterlitamak to Magnitogorsk // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 281–290.

С.П. Левшунова[1], А.А. Карташов[1]

Воздействие гидротермальных флюидов на формирование ураново-редкоземельно-газовых месторождений в майкопских отложениях южного склона кряжа Карпинского

Одним из основных направлений развития нефтяной промышленности является поиск залежей углеводородов в формациях черных сланцев, достаточно широко распространенных в России. В данной работе на примере молодых олигоцен-миоценовых образований майкопской свиты Восточного Предкавказья рассмотрены некоторые особенности формирования в них залежей углеводородов.

Изученная территория распространения майкопской свиты охватывает западную часть эпигерцинской Скифской плиты и относится к Среднекаспийскому нефтегазоносному бассейну. Конкретным участком изучения является. южный склон кряжа Карпинского и прилегающая часть Манычских прогибов. Распространенные здесь отложения майкопской свиты представлены темно-серыми аргиллитоподобными глинами, тонкослоистыми. тонкоплитчатыми, в разной степени карбонатными. с рыбными чешуйками. Промышленная газоносность хадумских отложений, частью которых является майкопская свита, установлена в пределах Центрального Предкавказья (Ставропольский свод) и южного Дагестана. Наиболее крупные газовые месторождения открыты в центральной части Ставропольского свода. Нефтяные месторождения открыты к востоку в пределах Восточно-Ставропольской впадины (Журавское и Воробьевское). Конкретно в пределах изученного участка на южном склоне кряжа Карпинского находятся только газовые месторождения (Буратинское и Ики-Бурульское), а в прилегающей части Манычских прогибов – тоже только газовые месторождения (Каменно-Балковское, Восточно-Арзгирское и Гороховское). Газы обнаружены, в основном. в отложениях майкопской свиты. Газы в залежах указанных месторождений, кроме Ики-Бурульского, углеводородные, «сухие» (сумма тяжелых углеводородов C_2-C_5 составляет 0.3–1.4%), с низким содержанием неуглеводородных компонентов: N_2 0.6–1.6%, CO_2 0.1–0.6%. Свободные газы Ики-Бурульского месторождения отличаются как повышенными и высокими концентрациями азота (3.52–8.62%), так и ростом его содержания с глубиной.

Другой отличительной чертой данных месторождений являются крайне малые глубины залегания газосодержащих пластов в майкопских от-

[1] ФГБУ «ВНИГНИ», Москва, Россия

ложениях: 260–450 м, а в Ики-Бурульском месторождении – 180 м. Такие малые глубины промышленной продуктивности не известны практически нигде.

Геохимическая характеристика органического вещества отложений майкопской свиты изучалась многими исследователями: О.К. Баженовой, А.В. Бочкаревым, Н.Б. Вассоевичем, Э.Д. Гимпелевич, Д.В. Жабревым, Ю.И. Корчагиной, Е.С. Ларской, Л.А. Польстер, К.Ф. Родионовой. С.А. Сидоренко. М.Л. Сен-Жермес, Н.П. Фадеевой, Н.Ш. Яндарбиевыv, А.А. Ярошенко и другими [3–5, 7].

Согласно проведенным исследованиям, в породах майкопской свиты доминирует гумусо-сапропелевое органическое вещество (ОВ), в общей массе превышающее 2% и достигающее иногда значений 8%. С ростом карбонатности оно снижается и в известняках не превышает 0.2%. На большей части территории Восточного Предкавказья рассматриваемые отложения по классификации Французского института нефти (Тиссо, Вельте, 1981, 1986) могут быть охарактеризованы как богатые и очень богатые нефтематеринские породы. Значение водородного индекса в отдельных случаях может достигать 580 мг УВ/г ТОС. Значение $To_{макс}$ 390 °С, характеризующее степень преобразованности ОВ в пределах вала Карпинского и Черных земель, не выше протокатагенеза. И, тем не менее, в непосредственной близости от указанной территории в майкопских глинах самого большого газового месторождения – Тахта-Кугультинского – на Ставропольском своде нами были обнаружены сингенетичные легкие углеводороды C_7 [5]. Как известно, нефть состоит, примерно, на 30–50% из легких (до C_{14}) углеводородов. Одним из авторов настоящего сообщения была произведена попытка выделить легкие УВ из современных осадков западного шельфа Африки и Черного моря и пород мезо-кайнозойского возраста Предкавказья путем обработки их *н*-гексаном в колбе с обратным холодильником. Полученный экстракт наносился на капиллярную колонку длиною 15 м. заполненную на 20% объема жидкой фазой апиезона. Анализу подвергся, в частности, образец майкопской глины месторождения Тахта-Кугульта (скв. 350 гл. 709–711 м) с содержанием ОВ 0.74%. Интерпретация полученных результатов показала, что количество в нем легких УВ ($1.2 \cdot 10^{-3}$%) превышает их содержание в одновозрастных глинах ($1.1 \cdot 10^{-3}$%) Западно-Алагумской пл. (скв. 541 гл. 879–959 м), содержащих в 3 раза больше ОВ (2.56%) и не уступает по этому показателю ($1.0–1.4 \cdot 10^{-3}$%) аргиллитам и алевролитам ранне-позднемелового и среднеюрского возраста ряда площадей Предкавказья (Приграничная. Тереклинская) [5].

Широкомасштабное развитие генерации углеводородов в майкопских глинистых отложениях предопределяется также их нахождением в пределах Ергенинского и Гашунского районов на южном склоне кряжа

Карпинского [1, 6]. Позиция их определяется развитием двух важных для металлогении урана литокомплексов: олигоцен-миоценовых глин майкопской серии, обогащенных в зоне перехода от шельфа к глубоководным котловинам костным детритом рыб с урано-редкометальной минерализацией (месторождения Ергенинского района) и аллювиальных песчано-глинистых отложений среднего–верхнего миоцена, выполняющих палеорусловые структуры, врезанные в глинистые отложения майкопской серии (Гашунский район). Средние содержания редких земель и урана в костном фосфате для рудного района в целом составляют: TR = 1.13%, U = 0.20%. Средние содержания редкоземельных элементов в рудах месторождения Степное составляют (%): La – 0.125, Ce – 0.146, Pr – 0.017, Nd – 0.051, Dy – 0.0088, Ho < 0.001, Er < 0.0062, Tu < 0.001, Yb < 0.005 [6]. Проведенные исследования выявили позитивное влияние радиоактивного распада урана на формирование углеводородов в тех же вмещающих отложениях, особенно в местах непосредственного контакта [1, 8]. Этому способствует его способность менять валентность при контакте с ОВ, создавая восстановительную обстановку. Возникающие при радиоактивном распаде высокие температуры обусловливают рост катагенетического преобразования ОВ. Кроме того, бомбардировка *a*-частицами воды вызывает ее распад на кислород и водород. Последний в момент своей генерации (in statu nascendy) является атомарным и высоко химически активным, способствуя повышенному образованию УВ [1, 8]. Данный подход позволяет объяснить нахождение залежей УВ в майкопских отложениях на малых глубинах в исследованном районе (до 180 м) и начавшееся образование легких УВ газоконденсатного ряда. Кроме того, в рассматриваемом регионе нами показана возможность радиогенного обогащения газов азотом. Одним из авторов данной работы ранее была доказана возможность его образования путем бомбардировки *a*-частицами углерода органического вещества пород [2]. Радиоактивное излучение также благоприятствует кинетике высвобождения азота из связанного состояния в органическом веществе. Подтверждением существования воздействия радиоактивного излучения на газы рассматриваемого региона является приуроченность высоких содержаний азота к зонам распространения уранового тела. Видимо, именно воздействием радиоактивного излучения можно объяснить рост азота в газах Ики-Бурульского месторождения до 8.62%. В соседнем Буратинском газовом месторождении, которое одновременно является и урано-редкоземельным, содержание урана в костном фосфате рыб достаточно высокое – 0.21%. Всего в Ергенинском районе в пределах южного склона кряжа Карпинского выявлено 15 органогенно-фосфатных уран-редкоземельных месторождений, генезис которых всеми исследователями рассматривается как седиментационно-диагенетический [6]. В стадию седиментогенеза формировались залежи

костного детрита рыб, а на стадии диагенеза происходила сорбционная концентрация урана и редкоземельных элементов в фосфатном веществе костных рыбных остатков. Причиной массовой гибели ихтиофауны считается сероводородное заражение внешней зоны шельфа, осложненной системой низких островов и отмелей, благоприятных для прижизненного скопления рыб. Источник рудных элементов дискуссионен, однако большинство исследователей придерживается мнения А.А. Шаркова (2008), что рудные элементы могли быть привнесены в морской бассейн в результате поствулканической гидротермальной деятельности. Признаки олигоценового вулканизма в виде маломощных прослоев туфов им были установлены в аналогичном урановорудном районе на Мангышлаке [6].

Проведённое исследование позволяет сделать следующие выводы. При выявлении особенностей нефтегазообразования в черносланцевых толщах необходимо не только осуществлять традиционный подход с учётом фациально-генетического типа ОВ и степени его катагенетического преобразования, но и учитывать особенности ихтиофауны и степень урановосности региона. Данный комплексный подход был применён при прогнозе нефтегазоносности молодых отложений майкопской свиты олигоцена – нижнего миоцена южного склона кряжа Карпинского.

Литература

1. *Алексеев Ю.А*. Уран-углеводородный парагенез нефтегазоносных территорий // Геология нефти и газа. 2016. № 1. С. 71–78.

2. *Еременко Н.А., Волынец В.Ф., Левшунова С.П., Шмелев И.А*. О происхождении азота в газах некоторых южных районов СССР // Геология нефти и газа. 1972. № 2. С. 64–68.

3. *Карташов А.А., Левшунова С.П., Горлов Д.А*. Прогноз нефтегазоносности мезозойских отложений республики Калмыкия по геохимическим данным // Сборник научных трудов международной конференции «Новые идеи в геологии нефти и газа» М.: МГУ, 2023. С. 146.

4. *Карташов А.А., Левшунова С.П., Горлов Д.А., Корнеев А.А., Иванова С.Р.* Тектонический аспект формирования углеводородов в осадочном комплексе республики Калмыкия // Сборник материалов 54 Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: Фундаментальные проблемы, М.: ГЕОС, 2023. С. 200–203.

5. *Левшунова С.П., Родионова К.Ф*. Легкие углеводороды в современных осадках и древних породах // Геология нефти и газа. 1974. № 7. С. 59–62.

6. *Мельников Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н*. Уран Российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.

7. *Яндарбиев Н.Ш., Фадеева Н.П., Козлова Е.В., Наумчев Ю.В*. Геология и геохимия хадумской свиты Предкавказья – как потенциального источника сланцевых углеводородов // Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. С. 208–228.

8. *Levshounova S.P*. Hydrogen in petroleum geochemistry // Terra Nova. 1992. N. 3. P. 579–585.

Г.В. Леднева[1], С.Г. Сколотнев[1], О.И. Окина[1], Ю.О. Ларионова[2], А.В. Корнийчук[3]

Раннемеловые вулканиты поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) из коллекций экспедиций Арктика-2014 и Арктика-2016: геохимия пород и их изотопный состав Sr, Nd и Pb

Раннемеловые магматические породы поднятия Альфа-Менделеева Северного Ледовитого океана до сих пор были охарактеризованы по немногочисленным образцам из коллекции Арктика-2012 [1, 6]. Исследованные нами вулканиты являются частью коллекций Арктика-2014 и Арктика-2016, собранной при подледном глубоководном опробовании коренных выходов пород в экспедициях научно-исследовательской подводной лодки. Они представлены в разной степени измененными умеренно и сильно дифференцированными субщелочными вулканитами, различающимися по петрографическому облику, ассоциациям и составу минералов из вкрапленников и основной массы пород, степени геохимического обогащения и изотопному составу Sr, Nd и Pb. С учетом совокупности всех наблюдений и данных изученные вулканиты были разделены на три группы генетически несвязанных пород, которые представлены (а) оливиновыми трахибазальтами горы Трукшина, (б) феррогортонолитовыми трахиандезитами, пироксеновыми трахиандезибазальтами и трахиандезитом юго-западной и центральной частей поднятия и (в) лампрофиром, встречающемся в одном разрезе с пироксеновыми вулканитами. Разнообразие составов этих пород обусловлено особенностями составов источников,

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

[3] Международное агентство технологической устойчивости, Москва, Россия

условий генерации расплавов и их последующей коровой эволюции. Все вулканиты несут признаки присутствия в источниках их первичных расплавов рециклированного корового материала, допускают смешанный перидотит-пироксенитовый состав мантийных источников, их изотопную гетерогенность и генерацию расплавов на разных уровнях глубинности в присутствии или в отсутствии граната в реститовой ассоциации минералов. Фракционирование магм в коровых магматических очагах в большинстве случаев было осложнено их контаминацией терригенными осадками (по-видимому, карбонатсодержащими и кремнистыми). Исключение составляют лишь оливиновые трахибазальты горы Трукшина, не обнаруживающие геохимических маркеров ассимиляции магмой корового материала.

Изученные вулканиты по составу близки к континентальным толеитовым и щелочным магматическим породам крупной магматической провинции высокоширотной Арктики (HALIP), что согласуется с принадлежностью поднятия Менделеева и хр. Альфа к одному из ее ареалов. Полученные данные свидетельствуют о вероятной плюмовой обстановке формирования изученных вулканитов. При этом они не противоречат как гипотезе о связи раннемелового магматизма поднятия Менделеева и HALIP в целом с горячей точкой Исландии [4, 5, 7–9], которая является проекцией на поверхность нижнемантийного плюма, наложенного на центр океанического спрединга, так и модели верхнемантийной конвекции, проявленной в латеральном перемещении субдуцированной литосферы Тихоокеанской плиты вдоль раздела верхней и нижней мантии на значительные расстояния [2, 3].

Коллектив авторов выражает глубокую благодарность экипажу научно-исследовательской подводной лодки Министерства обороны РФ, обеспечившему в тяжелейших подледных глубоководных условиях получение уникальной коллекции горных пород со склонов поднятия Менделеева. Авторы также признательны сотрудникам химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (г. Москва) и ЦИИ Института Карпинского (г. Санкт-Петербург), принимавшим участие в проведении аналитических работ.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ГИН РАН и при финансовой поддержке ЗАО «Геофизическая служба ГИН РАН».

Литература

1. *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.

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

3. *Лобковский Л.И., Соколов С.Д., Сорохтин Н.О., Кононов М.В.* Двухъярусная субдукция в верхней мантии как механизм эволюции литосферы Восточной Арктики в поздней юре-раннем мелу // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 123–130.

4. *Метелкин Д.В., Абашев В.В., Верниковский В.А., Михальцов Н.Э.* Палеомагнетизм архипелага Земля Франца-Иосифа: приложение к мезозойской тектонике Баренцевоморской континентальной окраины // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 410–439.

5. *Метелкин Д.В., Абашев В.В., Верниковский В.А., Михальцов Н.Э.* Палеомагнитное обоснование стационарности Исландского плюма и его раннемелового проявления в высокоширотной Арктике // ДАН о Земле. 2021. Т. 501. № 2. С. 139–144.

6. *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. Т. 53. С. 34–55.

7. *Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L., Srivastava S.P., Blome C.D., Gray L.B., H. Mamet H.B.L., McIntyre D.J., McNeil D.H., Mickey M.B., Mullen M.W., Murchey B.I., Ross C.A., Stevens C.H., Silberling N.J., Wall J.H., Willard D.A.* Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geol. Soc. Am. Bull. 1998. Т. 110. № 6. С. 801–820.

8. *Grantz A., Hart P.E., Childers V.A.* Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / Spencer A.M., Gautier D., Stoupakova A., Embry A., Sorensen K. (eds.). Arctic Petroleum Geology // Geol. Soc. London. 2011. Т. 35. С. 771–799.

9. *Lawver L.A., Müller D.* Iceland hotspot track // Geology. 1994. Т. 22. С. 311–314.

М.Г. Леонов[1]

Естественная морфо-структурная фрагментация горно-породных масс и «механика разрыхления»

Горные породы в естественном залегании обнаруживают неоднородное разломно-блоковое строение; структурно-тектоническая сагментация (дискретность) характерна также для горных массивов и провинций. Изучение этого явления – одно из направлений тектоники и структурной геологии. Всеобщность и разномасштабность деструкции горно-породных масс привели к возникновению точной и емкой дефиниции, используемой главным образом в геомеханике: *тектоника – наука о разрушении горных пород*. По-видимому, впервые это мнение было высказано почти век тому назад Ч. Лизсом, который писал: «…в значительной своей части земная кора – это комплекс *разрушенных структур*» (курсив М.Л.) [4]. Позднее Г. Штилле [14] для обозначения структуры пород фундамента европейских герцинид предложил термин «тектоника разрыхления» (нем. Lockertektonik), а затем были сформулированы понятия «фрактал» и «фрактальная геометрия», которые существенно расширили понимание законов делимости (фрагментированности) горных масс [15]. Принципиальный вклад в проблему естественной делимости внесен М.А. Садовским [9, 10], создавшим учение о блоковой делимости («кусковатости») горных пород и их сообществ и внесшим «число» в оценку данного параметра.

Кроме естественной кусковатости, которая находит отражение в тектонической структуре породных масс и в их механической дезинтеграции, существует латентная делимость, формирующая *скрытую,* визуально не фиксируемую текстуру горных пород [8].

Идея кусковатости (структурно-тектонической делимости) оказала влияние на различные аспекты геологии и смежных наук: тектонофизику, мезомеханику, механику разломов, теорию и практику фрактальной геометрии. Делимость земной коры находит отражение в особенностях рельефа, тектонической структуре, распределении геофизических полей и пр. Тектоническая делимость имеет размерность от «нано» до «мега» масштаба и свойственна как всей верхней оболочке Земли, так и ее отдельным сегментам и структурам.

Структурная делимость иерархична и в пределах одного горного массива или структуры, может быть выражена в разном масштабе и иметь различную природу (рис. 1).

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

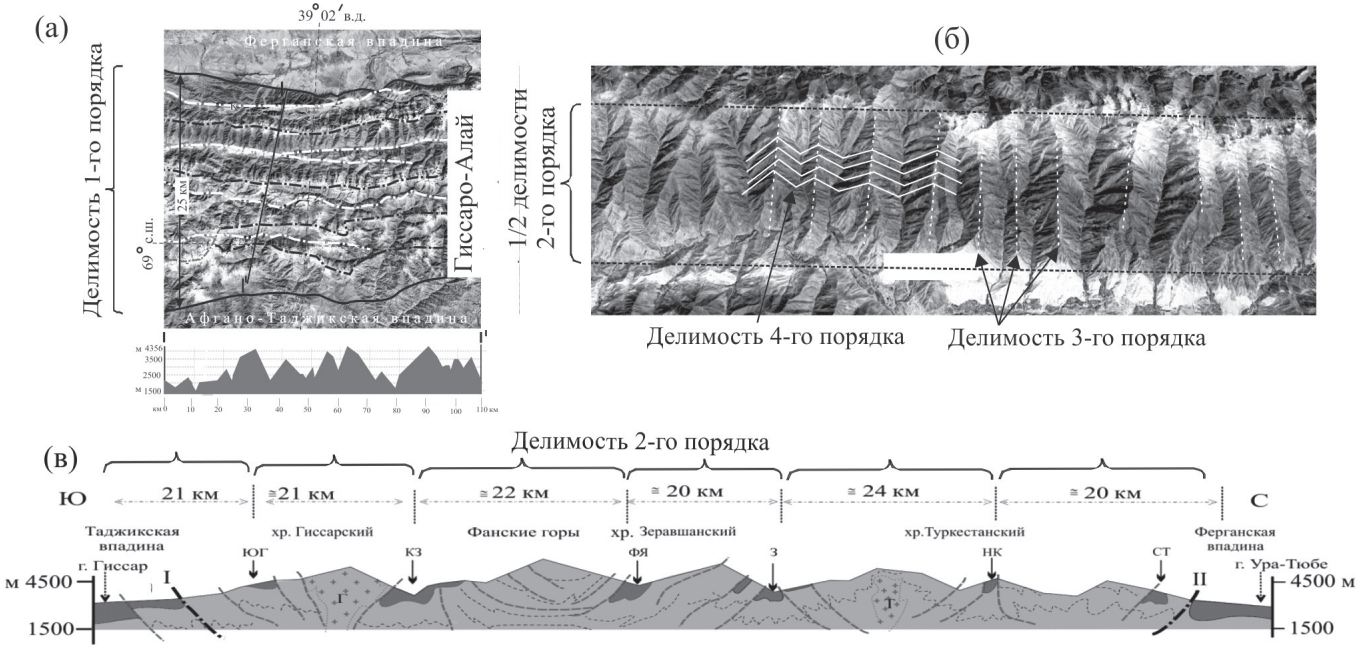


Рис. 1. Морфоструктурная делимость горных масс в пределах Гиссаро-Алайской горной системы. (а) Общий вид. Белый пунктир – осевые линии систем внутригорных депрессий; черный пунктир – оси хребтов; сплошные черные линии – границы Афгано-Таджикской и Ферганской межгорных впадин. I–I^{I} – линия морфоструктурного профиля на фрагменте (в). (б) Делимость в пределах южного склона Туркестанского хребта. (в) Поперечный морфоструктурный профиль вдоль линии I–I

Исходя из общегеологических и морфоструктурных данных можно указать факторы, определяющие масштаб и тип фрагментации. Делимость 1-го порядка (100–120 км) отражает свойства всего корового слоя и имеет геодинамическую природу; делимость 2-го порядка (~20 км) связана с параметрами гранитно-метаморфического слоя. Делимость 3-го порядка (~2.5–4 км) определяется литологией отложений осадочного чехла и (вероятно!) законами фрактальной геометрии. Делимость 4-го порядка – морофструктурная, определяемая как литологическими особенностями горных пород, так и законами фрактальной геометрии. Существует делимость и более высокого порядка (макро-, мезо- и микро масштабов), образующая сложную сетку выкалываемых блоков.

Характерной особенностью естественной структурно-тектонической делимости является наличие постоянного шага между структурами одного ранга что, по-видимому, отражает некоторые общие закономерности деструкции земной коры [13], в том числе в строении осадочных бассейнов [1, 2], контролируя расположение месторождений углеводородов и других полезных ископаемых. Сруктурно-тектоническая и морфоструктурная делимость характерна не только для континентальной коры – в коре океанов она проявлена особенно четко [5].

Проблема делимости горно-породных масс обычно рассматривается с позиций трещинно-разломной тектоники, что, учитывая распространенность и выраженность разломов в структуре земной коры, вполне естественно. Тем не менее фрагментированность земной коры определяется не только линейными (2D) структурами (разломами, линеаментами), но и существованием трехмерных (3D) геологических провинций, имеющих различное структурно-вещественное наполнение [2], однако практически не исследованных ни со стороны феноменологической, ни с позиций исторической геодинамики [5].

Такие провинции являются отражением не только трехмерной (3D) геометрии, но и определяют временной аспект формирования фрагментов земной коры, что полностью соответствует сущности геологических процессов, протекающих во времени, т.е. 4D пространственно-временной фрагментации, отражающей эволюционный аспект становления структуры земной коры.

Одним из примеров 4D делимости является Селенгино-Витимская провинция (рис. 2), которая принадлежит категории областей диффузного (ареального) рифтинга, имеет определенную конфигурацию, вещественное выполнение и временные рамки формирования [3].

Явление структурно-тектонической делимости горных пород исследовано и в процессе численного и тектонофизического моделирования, результаты которого показали как саму возможность естественной фрагментации твердотельных субстанций, так и приоткрыли многие особен-

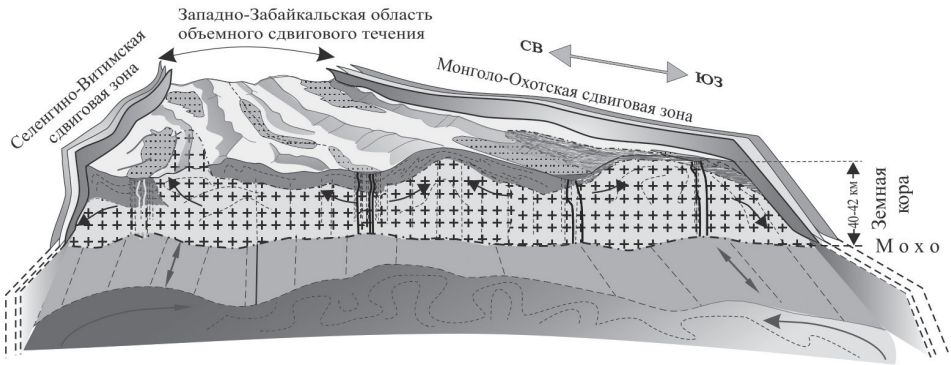


Рис. 2. Селенгино-Витимская провинция – может быть представлена как ограниченное в пространстве и во времени геологическое тело (элемент 4D объемной делимости)

ности и параметры этого процесса [7, 11]. Иерархия делимости горных масс укладывается и в представления о фрактальности геологических процессов [6, 12].

Литература

1. *Леонов М.Г.* Осадочные бассейны и фрактальная геометрия – опыт совместного анализа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2022. Вып. 20. С. 17–171. DOI: 10.26006/29490995_2024_16_3_74/

2. *Леонов М.Г.* Структурно-тектоническая делимость земной коры и ее отражение в областях диффузного рифтинга // Динамические процессы в геосферах. 2024. Т. 16. № 3. С. 74–91.

3. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Морозов Ю.А., Лунина О.В., Мазукабзов А.М., Никитин А.В.* Мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины Тянь-Шаня и Западного Забайкалья: сравнительная характеристика и корреляция событий. Статья 2. Внутригорные впадины Западного Забайкалья. Анализ и обобщение материала // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 4. С.2–19. DOI: 10/5800/GT-2025-16-4-0833

4. *Лизс Ч.* Структурная геология. М.–Л.: ОНТИ, 1935. 284 с.

5. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана / Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 223–250.

6. *Опарин В.Н., Танайно А.С.* Каноническая шкала иерархических представлений в горном породоведении. Новосибирск: Наука, 2011. 258 с.

7. *Панин В.Е.* Основы физической мезомеханики // Физ. мезомех. 1998. Т. 1. № 1. С. 5–22. https://elibrary.ru/kwphtl

8. *Поваренных М.Ю.* Об установлении нового свойства горных пород – скрытой текстуры // ДАН. 2008. Т. 419. № 2. С. 233–236.

9. *Садовский М.А.* Естественная кусковатьсть горной породы. ДАН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–831.

10. *Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н.* О механике блочного горного массива // ДАН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–307.

11. *Стефанов Ю.П.* Локализация деформации и разрушение в геоматериалах. Численное моделирование // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 107–118.

12. *Федер Е.* Фракталы. Перевод с англ. М. УРСС: Ленанд, 2014. 264 с.

13. *Шерман С.Й.* Деструкция литосферы: разломно-блоковая делимость и ее тектонические закономерности // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 315–344. https://elibrary.ru/pjsrtv

14. *Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.

15. *Mandelbrot B.B.* The Fractal Geometry of Nature. W.H. Freeman, New York, 1982. 468 p.

Л.И. Лобковский[1,2], А.А. Баранов[3,2], А.М. Бобров[3], Ю.В. Габсатаров[1]

Обобщение теории тектоники плит для современного этапа развития Земли на основе 3D-модели мантийной конвекции

Рассматривается проблема выбора пути развития глобальной геодинамики в первой половине 21 века, исходя из критического анализа некоторых исходных положений теории тектоники плит и обоснования необходимости её серьёзной модификации и обобщения [1]. В качестве общей теоретической платформы развития современной глобальной геодинамики, включающей основные принципы тектоники плит, предлагается разработанная 3D-модель мантийной конвекции для современной

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

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

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

Земли, основанная на данных сейсмической томографии, определяющих её внутреннее строение [2].

Модель автоматически учитывает все основные силы, действующие в мантии и на поверхности Земли. На рис. 1 показано сравнение рассчитанных скоростей на поверхности Земли и скоростей из модели ITRF на основе данных ГНСС [3]. На рис. 2 показаны рассчитанные в модели скорости на поверхности Земли для Евразии и окружающих регионов. Ти-

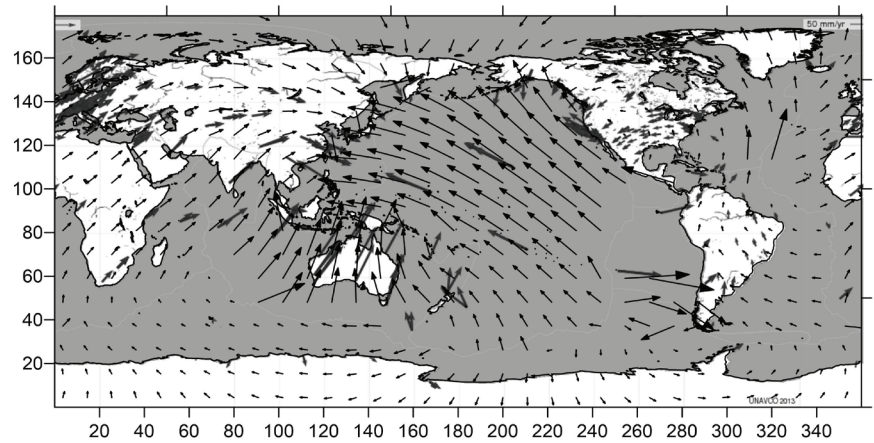


Рис. 1. Векторное поле рассчитанных скоростей на поверхности Земли показано черными стрелками. Серыми стрелками показаны скорости из модели ITRF [3]. Черной линией показаны контуры континентов

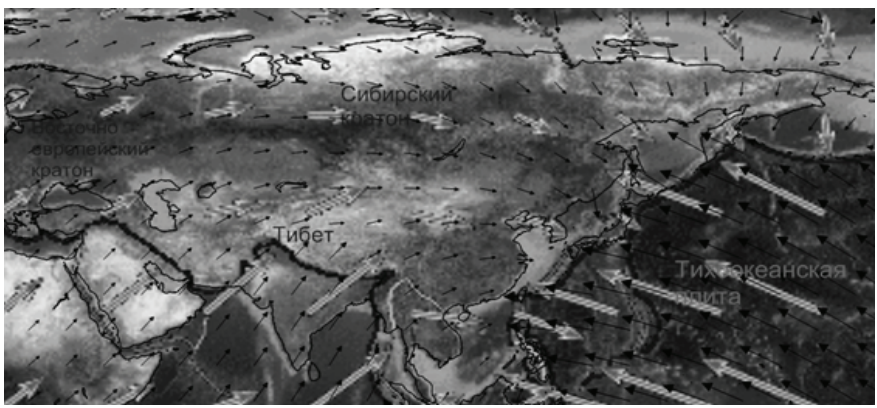


Рис. 2. Векторное поле рассчитанных скоростей на поверхности Земли показано черными стрелками. Серыми стрелками показаны скорости из модели NNR-MORVEL56 [4]. Черной линией показаны контуры континентов

хоокеанская океаническая плита движется как целое в северо-западном направлении со скоростью несколько сантиметров в год. Евразийская плита в целом движется на восток, причем скорости внутри нее меняют направление, что показывает относительно большую величину деформаций внутри этой плиты. Скорости также существенно меняют направления для северо-восточной Азии [1]. Величины и направления рассчитанных скоростей на поверхности коррелируют с моделью кинематики плит NNR-MORVEL56 [4] и с данными космической геодезии для Северной Евразии [5]. Как было показано ранее на примере Арктического региона, постулат теории тектоники плит о твердотельном вращении плит на поверхности Земли (теорема Эйлера), на котором основаны кинематические построения тектоники плит, не всегда применим [1]. Другое исходное положение теории тектоники плит о полной обособленности литосферных плит также не везде выполняется. Например, граница между Евразийской и Североамериканской плитами в северо-восточной Азии еще полностью не сформировалась. Однако эта граница, согласно постулатам тектоники плит, должна существовать. Поэтому многие авторы вводят эту границу с помощью введения дополнительных малых плит (Амурской, Охотоморской и др.) вопреки имеющимся фактическим данным, например рассеянной сейсмичности и т.д. Анализ этих и других тектонических противоречий привел к обобщению классической тектоники плит, в котором вместо жестких плит допускались деформируемые плиты с возможностью незамкнутых границ [1]. При этом, однако, теряется возможность расчета кинематики плит с использованием теоремы Эйлера независимо от конвективных движений в мантии. Для количественного описания тектоники деформируемых литосферных плит на сферической поверхности Земли требовалась трехмерная модель мантийной конвекции, что значительно усложняло расчеты движения литосферной оболочки по сравнению с Эйлеровой кинематикой жестких плит. В настоящей работе сделан необходимый шаг к обобщению теории тектоники плит. Он основан на конвективной 3D модели современной глобальной геодинамики, которая, опираясь на реальные плотностные неоднородности Земли, полученные по данным сейсмической томографии, дает расчетную картину горизонтальных движений поверхности Земли, близко соответствующую кинематическим моделям тектоники плит и данным спутниковой геодезии [6]. Построенная 3D-модель мантийных течений даёт картину горизонтальных движений поверхности Земли, которая хорошо согласуется с данными космической геодезии. Она представляет количественную основу для анализа особенностей региональных геологических и геодинамических процессов, протекающих в современную эпоху и в позднем кайнозое. Таким образом, конвективная 3D-модель современной глобальной геодинамики может рассматриваться как реальное обобщение тектоники литосферных плит для современного этапа развития Земли.

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и частично в рамках госзадания Института физики Земли РАН.

Литература

1. *Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В.* Термоконвективная трехмерная сферическая модель современной геодинамики Земли: применение в исследовании тектоники и региональной геологии // Геотектоника. 2025. № 1. С. 3–20.

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. *Altamimi Z., Métivier L., Rebischung P., Rouby H., Collilieux X.* ITRF2014 plate motion model // Geophysical Journal International. 2017. V. 209. P. 1906–1912.

4. *Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C.* Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. V. 12. № 11.

5. *Мельник Г.Э., Стеблов Г.М.* Стабильность Северной Евразии по данным спутниковой геодезии // Физика Земли. 2024. № 2. С. 3–15.

6. *Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М.* Трехмерная модель конвекции в реально неоднородной мантии как основа количественного обобщения тектоники плит для современного этапа развития Земли // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. № 523. С. 1–5.

В.С. Ломов[1,2], Я.И. Трихунков[1], А.П. Керпелева[2], А.С. Тесаков[1], Д.М. Бачманов[1]

Поднятие Центрального Кавказа по данным о строении верхних моласс Предкавказского прогиба

Позднемиоценовые отложения на территории Западного Предкавказья широко распространены. Миоценовая последовательность отражает стадии развития морских бассейнов Восточного Паратетиса и плавный

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

переход к континентальному осадконакоплению. Накопление континентальных отложений на территории Западного Предкавказья фиксирует начало поднятия складчатого сооружения Большого Кавказа. Комплексное изучение стратиграфии и литологии позднемиоценовых отложений крупных рр. Кубань и Белая, а также сравнение результатов, полученных различными методами, помогут свести к минимуму пробелы в хронологии геологического развития складчатого сооружения.

Наиболее интересными для изучения являются армавирская и гавердовская свиты – первые позднекайнозойские континентальные отложения Предкавказского прогиба. **Гавердовская свита** (верхний сармат – мэотис) согласно залегает на осадках блиновской свиты и сложена полифациальными отложениями субконтинентального ряда от лагунно-лиманных до аллювиальных с высокой фациальной изменчивостью. Гавердовская свита имеет мощность ~170 м и подразделяется на две подсвиты [1, 2]: нижнегавердовская (песчанистая) мощностью ~65 м; верхнегавердовская (песчано-глинистая) мощностью ~105 м.

Нами были исследованы разрезы нижне- и верхнегавердовской подсвит.

Разрез Туапсинский мост. Это разрез нижнего стратиграфического уровня нижнегавердовской подсвиты [9]. Данное обнажение находится на западной окраине г. Майкоп на правом берегу р. Белая (44°35’59.93’’С; 40°2’41.08’’В). В обнажении морские отложения верхнего сармата гавердовской свиты согласно залегают на отложениях блиновской свиты. По результатам палеонтологического и палеомагнитного опробования разреза Туапсинский мост [9] и более высоких стратиграфических уровней нижнегавердовской подсвиты (разрезы Гавердовский и Волчья Балка), включающего анализ остатков мелких и крупных млекопитающих, рептилий, амфибий, рыб, остракод и споро-пыльцевых данных, мы определили возраст данной части гавердовской свиты, как поздний херсон (подъярус верхнего сармата) – мэотис [9].

Разрез Оползневой. Это разрез верхнего стратиграфического уровня гавердовской свиты – верхнегавердовской подсвиты.

Разрез расположен на расстоянии в 4 км ниже по течению от разреза Туапсинский мост в левом борту долины р. Белая к западу от пос. Гавердовский (44°37’4.09’’С; 39°59’49.31’’В) и обнажен в стенке срыва современного оползня. В разрезе преобладает положительная полярность, однако присутствует один эпизод ярко выраженной отрицательной полярности. Разрез Оползневой значительно выше разрезов низов гавердовской свиты (Туапинский мост, Фортепьянка [9]), которые относятся к верхнему сармату, это также подтверждает изменение палинологических спектров данных отложений. Оно свидетельствует о более высоком стратиграфическом уровне, а преобладание положительной полярности указывает на

невозможность дать возрастную характеристику позднее хрона C3An, т.к. далее превалирует отрицательная намагниченность.

Армавирская свита развита на правобережье р. Кубани в районе г. Армавир. Свита с размывом залегает на прибрежно-морских отложениях верхнего сармата (старостаничная свита) и с размывом перекрывается четвертичными отложениями (новокубанская свита). Армавирская свита представляет собой аллювиальные, дельтовые отложения пра-Кубани, переходящие в озерные, лиманные и лагунные отложения прибрежной равнины, и разделяется на следующие подсвиты [1, 7]: нижнеармавирская (N_1ar_1) – бурые, коричневые песчанистые глины; верхнеармавирская (N_1ar_2) – светло-серые пески, в верхней части косослоистые песчаники с примесью гравия и галек.

Разрез Фортштадт. Этот разрез расположен на правом борту р. Кубань между н.п. Старая Станица и Фортштадт (45° 1’19.77’’С, 41° 9’15.54’’В). Нами проведен анализ образцов галечного и песчаного материала. Галька мелкая, полимиктовая размером от 1 до 3–4 см, высокой степени окатанности, от вытянутой до сферообразной формы. В составе галек были идентифицированы: кварц; осадочные и метаосадочные: песчаники кварцевые, кварциты, метаалевриты; вулканические породы (трахидациты); плутонические породы: различные гранитоиды, в том числе тектонизированные, биотитовые, полевошпатовые, гранодиориты, плагиограниты.

Матрикс данного галечника сложен разнозернистым песком, от тонкой до крупной размерности, основная часть мелко-среднезернистая. Обломки минералов разной степени окатанности – от неокатанной вытянутой угловатой до сглаженной изометричной формы. Доминируют обломки минералов слабовытянутой сглаженной формы. Вещественный состав песка следующий: кварц (в среднем ~50%); полевой шпат (в основном ортоклаз и микроклин) и плагиоклаз (в среднем ~25%); обломки различных горных пород (25%); слюда (редко встречается).

Для U–Pb датирования детритового циркона были взяты на разных стратиграфических уровнях 2 пробы из разрезов Туапсинский мост и Оползневой гавердовской свиты.

Проба № 2024-1050. Из пробы № 2024-1050, относящейся к позднему сармату в разрезе Туапинский мост (нижний стратиграфический уровень гавердовской свиты), были датированы 122 зерна, из которых 103 обладают оценками изотопного возраста с $|D| < 10\%$.

Проба 1053-281. Данная проба соответсвует мэостису разреза Оползневой (верхний стратиграфический уровень гавердовской свиты). Из пробы № 1053-281 было датировано 120 зерен, из которых 92 соответствуют условию $|D| < 10\%$.

По результатам датирования детритовых цирконов мы видим наращивание кавказского провенанс-сигнала по разрезу от позднего сармата до

мэотиса. Литологические данные также подтверждают размыв магматических пород питающей провинции [3, 4, 6]. Однако, поступление кавказского материала преимущественно ограничивалось узкой предгорной полосой. Сравнивая разные временные срезы (поздний сармат, мэотис и верхний плиоцен) верхнемолассовых отложений в долине р. Белая, мы выявили увеличение поступаемого материала со склонов с западной части Центрального Кавказа, однако интенсивные поднятия произошли только в плиоцен–четвертичное время [5, 6, 8], что согласуется с литологическими, палеоэкологическими и термохронолоческими данными. Иная ситуация была в восточной части Центрального Кавказа, где уже на рубеже сармата–мэотиса произошли интенсивные поднятия, отразившиеся в строении армавирской свиты и ее аналогов.

Литература

1. *Белуженко Е.В.* Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья. Дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 171 с.

2. *Белуженко Е.В.*, *Бурова Ж.В.* Субконтинентальные верхнемиоцен-плиоценовые отложения р. Белой (гавердовская свита) // Достижения и проблемы геологии, минерально-сырьевой базы и использования недр Северного Кавказа. Ессентуки, 2000. С. 85–94.

3. *Гроссгейм В.А.* История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 376 с.

4. *Гроссгейм В.А.* Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое Европейской части СССР (в связи с поисками литологических залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1972. 248 с.

5. *Кузнецов Н.Б.*, *Романюк Т.В.* О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 3. С. 825. Doi: 10.5800/GT-2025-16-3-0825

6. *Ломов В.С.*, *Трихунков Я.И.*, *Юшин К.И.*, *Бачманов Д.М.*, *Тесаков А.С.*, *Лыков Н.А.* Поднятие западного Кавказа по данным о строении верхних моласс предкавказского прогиба (бассейн р. Белая) // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2025. Т. 67. № 3. 87–104.

7. *Печенюк В.Ф.*, *Письменская Г.А.*, *Гамаса Ю.Н.*, и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:200 000. Изд 2-ое. Серия Скифская. Лист L-37-XXX (Ставрополь). Объяснительная записка. М.: Моск. фил. ВСЕГЕИ, 2021.

8. *Трихунков Я.И.*, *Бачманов Д.М.*, *Тесаков А.С.*, *Титов В.В.*, *Ломов В.С.*, *Соколов С.А.*, *Латышев А.В.*, *Симакова А.Н.*, *Сыромятникова Е.В.*, *Челик Х.*, *Щелинский В.Е.*, *Фролов П.Д.*, *Шалаева Е.А.*, *Никольская П.П.* Верхнемолас-

совая белореченская свита Западного Предкавказья (верхний плиоцен – нижний плейстоцен) в контексте новейшей тектоники и палеогеографии региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32. № 4. С. 21–49.

9. *Tesakov A.S., Titov V.V., Simakova A.N., Frolov P.D., Syromyatnicova E.V., Kurshakov S.V., Volkova N.V., Trikhunkov Ya.I., Sotnikova M.V., Kruskop S.V., Zelenkov N.V. Tesakova E.M. Palatov D.M.* Late Miocene (Early Turolian) vertebrate faunas and associated biotic record of the Northern Caucasus: Geology, taxonomy, paleoenvironment, biochronology // Fossil Imprint. 2017. V. 73. N. 3-4. P. 383–444.

М.Е. Лузан[1,2], Д.В. Метелкин[1,2]

Свидетельство аномальной конфигурации геомагнитного поля в девоне по результатам анализа палеомагнитных направлений в породах юго-западной окраины Сибирской платформы

Основой тектонических построений, опирающихся на палеомагнитные определения, является гипотеза о том, что магнитное поле Земли соответствует модели центрального осевого диполя (ЦОД). Однако, накопленные для девонского периода данные [1, 2] плохо согласуются с этой моделью. В породах одного возраста наблюдается значительный разброс направлений намагниченности, которая имеет первичный генезис, т.е. была приобретена в момент их формирования. Аномально низкие значения палеонапряженности [3] также косвенно свидетельствуют о том, что геометрия поля в девоне могла отличаться от ЦОД. Это, соответственно, ограничивает использование палеомагнитного метода для палеотектонических реконструкций того времени. Цель настоящей работы – оценить возможные пути решения этой проблемы на основе анализа палеомагнитных данных по магматическим породам юго-западной окраины Сибирской платформы.

В начале девона практически вся территория Южной Сибири была вовлечена в процесс рифтогенеза, с которым связано формирование крупной Алтае-Саянской рифтовой системы (АСРС) [4]. Структурный каркас

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

системы образован тремя главными прогибами: Минусинским, Тувинским и Делюно-Юстыдским. Среди продуктов магматизма наиболее распространены базитовые комплексы (покровы базальтов, дайки долеритов) бимодальной серии и щелочные ассоциации. Согласно совокупности геохронологических U–Pb, Rb–Sr, K– Ar, Ar–Ar датировок [4, 5 и др.] и палеонтологических [6, 7 и др.] данных, магматическая активность в АСРС соответствует интервалу 405–364 млн лет.

Для Минусинского прогиба ранее авторами уже была обоснована первичная природа палеомагнитного сигнала в раннедевонских силлах долеритов и лавовых покровах базальтов [8, 9]. Однако, выделенные направления имеют сложное псевдохаотическое распределение. Внимательное изучение этого распределения с использованием приемов кластерного анализа на уровне всех точек отбора позволило предположить, что в записанной картине девонского геомагнитного поля сочетаются направления, отвечающие нескольким источникам, в том числе ЦОД, экваториальному диполю, а также Бразильской Мировой магнитной аномалии (ММА) [8, 9].

Если наше предположение верно и псевдохаотическое распределение векторов в породах Минусинского прогиба обусловлено суммой указанных источников, то этот факт должен подтверждаться в территориально удаленных друг от друга девонских комплексах АСРС. Поэтому следующим объектом исследования стали девонские магматические породы восточной части Тувинского прогиба. Приведенные ниже данные носят предварительный характер и включают 12 точек опробования раннедевонских лавовых потоков базальтов и андезибазальтов кендейско-саглинского комплекса, и две точки из габбровых массивов позднедевонско-раннекаменноугольного торгалыгского комплекса.

Согласно экспериментам по изучению температурной зависимости магнитной восприимчивости k(T) и спектрам фиксируемых деблокирующих температур ($T_{дб}$) носителем намагниченности во всех изучаемых породах является железистый титаномагнетит (300–500 °С) или магнетит (580 °С), гораздо реже гематит (620–680 °С). Как для кендейско-саглинского, так и для торгалыгского комплексов справедливо, что в половине точек отбора возможно выделить только одну компоненту намагниченности, связанную чаще всего с магнетитом. В другой половине точек обнаружено две четких компоненты, связанных с титаномагнетитом/магнетитом и гематитом. Компоненты на стереограмме друг от друга значительно удалены. Средние направления компонент в пределах точки отбора обычно диагносцируются уверенно. Палеомагнитные направления на уровне точек отбора тоже имеют относительно хорошую сходимость и, в отличие от коллекции Минусинского прогиба, в их распределении вполне четко устанавливаются дискретные группы, не требующие кластерного анализа для обоснования среднего по группам направления. Не

исключено, что это отличие связано с пока еще сравнительно малой статистикой анализируемых данных. В целом, для изученной Тувинской коллекции установлено 3 группы регулярных направления (таблица), причем в каждом из них встречаются направления, записанные как потенциально первично-магматическим титаномагнетитом/магнетитом, так и заведомо вторичным гематитом.

Таблица

Результирующие палеомагнитные направления и соответствующие палеополюсы.

Кластер	n	Палеомагнитное направление						Палеополюс		
		D_g	I_g	D_s	I_s	k	α95	PLat	PLong	A95
Минусинский прогиб										
S	32	156.9	42.8	157.2	38.8	16.1	6.5	–11.2	112.9	6.0
N	5	324.6	0.1	327.8	–38.6	52.1	10.7	9.2	301.5	9.8
Среднее S–N	37	154.6	37.1	155.9	38.8	17.6	5.8	–11.1	114.1	5.3
NE	8	57.0	53.3	48.7	37.7	28.4	10.6	40.7	203.8	9.6
SW	11	231.6	–30.8	236.9	–36.5	15.5	12.0	–35.5	16.5	10.7
Среднее NE–SW	19	53.5	40.8	53.4	37.1	19.5	7.8	37.8	199.5	7.0
N′	15	15.6	5.1	15.1	–37.6	21.8	8.4	13.6	256.9	7.6
E	4	110.4	0.0	103.6	–43.0	37.5	15.2	–27.9	186.2	14.8
NW	16	303.8	52.3	345.6	50.8	13.4	10.5	65.1	301.6	11.6
NWSE	5	314.6	15.1	314.6	5.9	143.9	6.4	26.9	324.3	4.6
Тувинский прогиб										
NE	5	34.3	63.5	64.1	23.4	75.1	8.9	25.6	196.6	6.9
NW	8	341.2	57.4	340.5	65.5	29.3	10.4	76.9	355.7	15.2
SW′	3	50.5	84.9	235.3	39.9	65.5	15.4	–1.6	44.3	14.4
E	3	104.4	4.5	92.5	–30.7	55.0	16.8	–14.4	192.4	14.0

Примечание: n – количество точек отбора, вошедших в статистику; D/I – склонение/наклонение (индексы s/g – стратиграфическая/географическая системы координат); k – кучность; α95 – радиус 95% круга доверия; PLong/PLat – долгота/широта палеомагнитного полюса; A95 – радиус 95% овала доверия для полюса. Полюсы рассчитаны на координаты Минусинского прогиба 54.2° с.ш., 91.4° в.д., Тувинского прогиба 51.2° с.ш., 93.7° в.д.

При сравнении направлений установленных групп палеомагнитных векторов с кластерами Минусинского прогиба (таблица) наблюдается совпадение по направлениям NE, NW и выявляется уникальное направление SW′. Рассчитанные виртуальные полюсы совмещаются с глобальными магнитными и гравитационными экстремумами и согласно [8] отождествляются с одним из полюсов экваториального диполя (NE) и с Бразильской ММА (NW). Тот факт, что в территориально удаленных друг от друга девонских комплексах встречаются одни и те же палеомагнитные направления, отличающиеся от ЦОД, говорит о том, что наблюдаемое необычное распределение палеомагнитных векторов нельзя объяснить ни наложенной поздней локальной тектоникой, ни перемагничиванием, поскольку в пределах одного магматического тела (точки отбора) встречаются палеомагнитные векторы, которые соответствуют сразу нескольким кластерам/группам направлений. Механизм подобного «выборочного перемагничивания» сложно представить. Кроме того, крайне важным представляется тот факт, что схожие «аномальные» палеомагнитные направления фиксируются не только в породах раннего девона, но и сохраняются в позднедевонско-раннекаменноугольном комплексе. Соответственно, есть основания утверждать, что эпоха необычной конфигурации геомагнитного поля длилась не менее чем 50–60 млн лет.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект 25–17–00040).

Литература

1. *Van der Boon A., Biggin A.J., Thallner D., et al.* A persistent non–uniformitarian paleomagnetic field in the Devonian? // Earth-Sci. Rev. 2022. V. 231. P. 104073.

2. *Шацилло А.В., Павлов В.Э.* Систематика палеомагнитных направлений раннего–среднего девона Минусинских впадин: новые данные и старые проблемы // Физика Земли. 2019. № 3. С. 97–116.

3. *Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Veselovskiy, R.V., et al.* Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // Geophysical Journal International. 2017. V. 209. N 2. P. 1265–1286.

4. *Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В.* Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr–Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283–1313.

5. *Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С., и др.* 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.

6. *Сенников Н.В., Грацианова Р.Т., Соболев Е.С., Клец Т.В.* О генезисе и возрасте арамчакской свиты нижнего девона в Северо–Минусинской впадине // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 15–24.

7. *Захарова Т.В., Ананьев А.Р.* О стратиграфическом положении быскарской серии девона Минусинского прогиба // Бюлл. МОИП, Геол. отдел. 1990. Т. 65. № 2. С. 44–5.

8. *Метелкин Д.В., Лузан М.Е., Лавренчук А.В. и др.* Свидетельство вклада недипольных источников в геомагнитное поле девона по результатам анализа палеомагнитных направлений в породах Минусинского прогиба (Южная Сибирь) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 525. № 2. С. 217–226.

9. *Метелкин Д.В., Виноградов Е.В., Елисеев А.А., и др.* Эволюция геомагнитного поля и плюмовый магматизм в приложении к пространственно-временным реконструкциям в абсолютных координатах // Геология и геофизика. 2025. DOI: 10.15372/GiG2025171

М.М. Малых[1], А.Е. Романько[2], Н.А. Имамвердиев[3], В.Е. Минаев[1], И.В. Викентьев[4], А.Т. Савичев[2], М. Хейдари[5]

Несколько разновозрастных зон Памира: магматизм как индикатор тектоники и некоторые проблемы совместного анализа

Памир (мощность земной коры до 75км и более, при аномальной глубине очагов землетрясений свыше 100 км) чрезвычайно интересен [1, 3, 5–8, рис.] и др. Обобщены авторские и литературные материалы по нескольким разновозрастным зонам. Особое внимание уделено структурам: Ю. Памир: Аличурский метаморфический комплекс (докембрий и гранулитовый метаморфизм триаса, датированный тремя независимыми методами) и массивы гранитов мезозоя (преимущественно мел – К), ЮВ. Памир: экзотические лампроитоподобные породы трубок взрыва (палеоген-неоген?), С. Памир: герциниды и изверженные породы триаса, Ц. Памир: тщательно датированный массив лйкогранитов Раумид, ок. 35

[1] ТПСЭ, Министерство геологии, Душанбе, Таджикистан
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[3] Бакинский государственный университет, Баку, Азербайджан
[4] Институт геологии рудных месторождений РАН, Москва, Россия
[5] Университет Исфахана, Исфахан, Иран

млн. лет (U-Pb (по цирконам), Rb-Sr, K-Ar), по **В.Н. Волкову** и др. [3]. Магматизм – суть индикатор тектоники и геодинамики [2,4 и мн. др]. Металлогения же региона существенно магматическая и необычная редкометальная в связи с сильнейшей коллизией и воздействием плюма, поэтому важна связь упомянутых дисциплин.

Приведем отдельные фрагменты и выводы по указанной связи дисциплин:

Триас (Т) – сильная (наибольшая в регионе?) эндогенная активность (активная тектоника и мощный магматизм) региона, а именно**:** гранулитовый метаморфизм в триасе (вместо считавшегося прежде докембрийского) аличурского докембрийского комплекса (U-Pb (Zrn), U-Pb (вал), Rb-Sr); мощный магматизм **С. Памира** – зюрюзаминская свита и др.; вулканиты **ЮВ Памира**, рифт Рушано-Пшартской зоны с пермь-триасовым (P-T) базальтовым вулканизмом **Ц. Памира**; трубки взрыва с шелочными породами Гиссара и Зеравшана и др. В самом конце триаса, по данным обломочных цирконов, произошло закрытие океанических бассейнов Рушано-Пшарской зоны Ц. Памира и океанических бассейнов Палеотетиса, по Д. Виллареал и др. (D. Villarreal), 2020. Металлогения реагировала на указанное закрытие позже – в перми (вулканогенно-осадочная медь).

Неоген-квартер (N-Q) – также мощная эндогенная активность**:** усиленный рост гор -3:1 против прежнего рельефа средних гор, по В.Г. Трифонову и др. [3], экзотические лампроитоподобные породы трубок взрыва

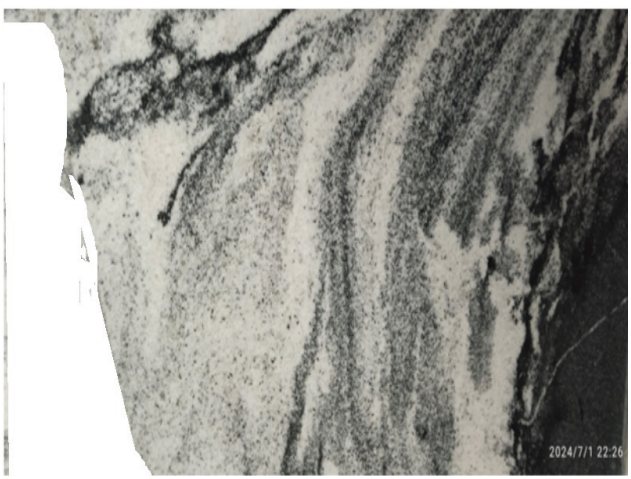


Рис. Аналогия тектоническай схемы Западного Памира (справа, левый сдвиг), Гиссарского хребта (слева и выше) и Таджикско-Афганской впадины (слева) в образце природного гнейса. Указанная аналогия в пользу единого поля напряжения в регионе (имитация моделирования на образце гнейса)

(высокое **K20 – более 9 мас.%**) – район Дункельдык, ЮВ Памир (Pg-N?), также Pg-N? дайки базит-ультрабазитов в Аличурском метаморфическом комплексе, уникальное месторождение бора (B) Ак-Архар – С. Аличурский хребет, Ю. Памир (вмещающие породы: K-гранитоиды и **Pg-**дайки диабазов), самоцветы (рубины и др.) в метасоматитах м-я Кухилал, включая дравит **(с бором-B);** метасоматиты м-я Кухилал, ЮЗ. Памир (N?); самоцветы оз. Рангкуль, В. Памир – метасоматиты на контакте разновозрастных комплексов, включая докембрийский (а возраст самих метасоматитов – **N?**); карбонатиты Ханнешин, сосединй Афганистан, квартер. Столь мощная эндегенная активность обширного региона в **кайнозое (KZ)** обусловлена возбужднием местного Тибетского плюма. Последний, как предполагают, результат взаимодействия (интерференции) Африканского и Тихоокенского суперплюмов (В.Г. Трифонов, 2024, устное сообщение).

Краткий очерк избранной **металлогении в связи с тектоникой и магматизмом. Бор (B)** 1-4: 1**)** крупное м-е эндогенного Ак-Архар и скарны в связи с меловыми (K) гранитоидами – С. Аличурский хребет, Ю. Памир. Развиты и **Pg-**дайки диабазов, возможно также способствующие формированию минерализации бора. 2) Бор в турмалине (дравит) в Mg-скарнах В. Памира. 3) Бор из эвапоритов также предполагается. 4) М-е благородной шпинели Кухилал, ЮЗ. Памир, с проявлением бора? Итак, существует своеобразное «заражение» региона бором.

Серебро (Ag) и подчиненное золото **(Au)** – м-е Токузбулак, Ю. Памир, в связи с мезозойскими (меловыми – K?) гранитоидами**, отражающими сильное сжатие.** Здесь также вновь повышен **бор (B) – что** говорит в пользу **одной** структуры с бором, литием и т.д. вместо прежних разрозненных блоков. Li-Cs (Ю. Памир–Гиндукуш–С. Гималаев) и Sn-W (Ю. Памир) минерализация также соответствуют сильному сжатию и S-гранитам (гранитам по терригенному субстрату). Золото (Au) в неогеновых конгломератах – Дарваз, С. Памир. **Кайнозойская (KZ) активизация** способствовала минерализации? Итак, **металлогения согласуется (**или не противоречит) тектонике и магматизму исследуемых структур.

Западный и Восточный Памир. Принято, не очень широко, выделять Западный Памир и Восточный Памир по линеаменту. При этом существуют **непрерывные** структуры с запада на восток, как-то: герциниды С. Памира, массивы мезозойских (преимущественно мел – K) гранитоидов Ц. Памира и т.д.

На Памире выделяются и местные циклы активности тектонического режима в виде: 1 = **максимум** активности и затем 2 = **спад** активности: Карбон (C: максимум активности) и пермь (P: минимум активности). Далее: T (максимум активности) – J (минимум), K (максимум) – Pg (минимум), N2–Q (максимум)-… Для продолжающегося квартера (Q) ситуация неопределенная.

Тектоника маркируется ее индикатором – магматизмом, за исключением случаев запаздывания магматизма и сложных случаев. А магматизм ответственен за преобладающую здесь магматическую металлогению. Магматическая же металлогения опосредованно влияет и на осадочную металлогению [2, 4, 6], которая связана также и с флюидным режимом. Своеобразное заражение Памира стратегическими бором, литием, а также цезием (B, Li, Cs) и другими редкими элементами, в том числе **стратегическими**, согласуется с общей тектоникой региона при сильнейшей коллизии, глубокими очагами землетрясений – более 100 км и возбужденной мантии Совместный анализ, несомненно, весьма продуктивен и порой экономически важен.

Авторы очень благодарны К.Т. Будановой†, В.Н. Волкову†, В.Г. Трифонову, Д.В. Алексееву, Э.Я. Левену, А.В. Дронову, С.В. Руженцеву†, И.И. Поспелову†, В.С. Буртману†, Е.Л. Романько†, А.В. Гирнису, В.В. Ярмолюку и многим другим за обсуждения и др.

Исследование выполнено по планам госзадания Геологического института РАН.

Литература

1. *Владимиров А.Г., Малых М.М., Дронов В.И. и др.* Индосинийский магматизм и геодинамика Южного Памира. Новосибирск: ОИГГМ. 1992. 229 с.

2. *Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., ред.* Магматические горные породы. Средние и кислые породы. М.: Наука. 1983. 410 с.

3. *Новиков В.П., Романько А.Е., Супрычев В.В., Салихов Ф.С.* Позднепалеозойский вулканизм Северного Памира и вопросы геодинамики // Доклады АН. 1992. Т. 326. № 6. С. 1010–1013.

4. *Лучицкий И.В., Шилов В.Н.* О геохимии вулканитов Курило-Камчатской островной дуги и ее аналогов // Вулканология и сейсмология.1982. № 5. С. 107–108.

5. *Трифонов В.Г.* Неотектоника подвижных поясов. Труды ГИН. Вып. 641. М.: ГЕОС. 2017. 180 с.

6. *Imamverdiyev N.A., Romanko A.E., Abdullayeva Sh.F. et al.* L. Caucasus – east Iran, Middle East: Some materials on geology and metallogeny, “hot” tectonics due to the African superPlume activity, melt and fluid inclusions; different data on hydrocarbons (HC,Oil-Gas),and some problems // News of Baku State University. 2014. N 3. P. 113–136.

7. *Malykh M., Romanko A., Savichev A., Imamverdiyev N. et al.* On a geology of the Alichur zone, S. Pamir // 30 IGC. Abstract volume. Beijing. China. 1996. P.231.

8. *Romanko A., Imamverdiyev N., Heidari M., Rashidi B., Malykh M., Savichev A. et al*. Intraplate Ca-rich and Ca-usual igneous rocks in Baluchestan, Iran associated with real carbonatites of Afghanistan // EGU General Assembly 2025, Vienna, Austria, 27 Apr–2 May. 2025.

Ю.М. Мамаджанов[1]

Эволюция тектоно-магматических процессов в палеозойской истории геологического развития Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня

Чаткало-Кураминская зона Срединного Тянь-Шаня представляет собой обнаженную восточную часть позднепалеозойского Кызылкумо-Кураминского вулкано-плутонического пояса. Пояс сформировался в позднем палеозое (C_2–P_2) на активной окраине композитного Казахстанского палеоконтинента в связи с субдукцией океанической коры Туркестанского палеобассейна в северном направлении в современных координатах. Фундамент Чаткало-Кураминской зоны сложен глубокометаморфизованными породами докембрия – гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами, амфиболитами, серпентинитами кассанской серии (1925±20 млн лет, U-Pb, Zr) и плагиогранитными плутонами (бештортундукский комплекс, 815–860 млн лет, U-Pb, Zr). Они обнажаются в Кассанском блоке Чаткальского хребта и в юго-западной части Моголтау (куруксайская гнейсово-кварцито-мраморно-кристаллосланцевая свита, Музбулакский тоналит-плагиогранитный плутон, PR_2) и представляют собой выходы фундамента исследованной зоны – Сырдарьинского докембрийского микроконтинента.

В палеозойской геологической эволюции Чаткало Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня выделяются последовательные этапы и стадии тектонического развития, отражающие геодинамические обстановки формирования разновозрастных осадочных, метаморфических и магматических пород, а также разнотипного рудогенеза стратегически важных металлов.

Кембрийско среднеордовикский этап тектонического развития Чаткало Кураминской зоны характеризуется морским осадконакоплением и представлен углеродисто-глинистыми, углеродисто-глинисто-кремнистыми и известково-глинистыми сланцами со слоями фтанитов и известняков, выделенными в сандалашскую свиту, которая перекрывает тиллитсодержащую шорасуйскую свиту венда. На северном склоне Чаткальского хребта, в Каратерекском блоке, обнажаются породы офиолитовой ассоциации, слагающие тектонический покров, залегающие на вулканогенно-терригенных отложениях силура и олистостроме среднего

[1] Научно-исследовательский центр экологии и окружающей среды Центральной Азии (Душанбе) Национальной академии наук Таджикистана, Душанбе, Таджикистан

карбона. Каратерекские офиолиты тектонически расслоены и находятся в опрокинутом залегании [1]; они состоят из комплекса меланократового основания (пироксениты, серпентиниты, амфиболиты) и вулканогенно-осадочного чехла (чаткальская свита – аргиллиты, алевролиты, песчаники, подушечные базальты; чаначская свита – сланцы, алевролиты, кремни, туфы и базальты). Офиолиты Каратерек представляют собой остатки раннепалеозойского океанического бассейна с позднекембрийским (~495–485 млн лет) и среднеордовикским (~470–460 млн лет) возрастом по конодонтам с более чем 30 млн летним спредингом океанического дна с MORB источником (εNd +6…+8) для базальтов [2]. С Є–O_2 этапом развития Чаткало-Кураминской зоны связано также формирование тоналитов Алабукинского массива (463–472 млн лет, K-Ar метод) среди метаморфических пород рифея–венда [3].

Позднеордовикский–раннесилурийский этап. Чаткало-Кураминская тектоническая зона как составная часть Казахстанского континента в позднем ордовике – раннем силуре представляла собой южную пассивную континентальную окраину, где в условиях шельфа и континентального склона Туркестанского палеобассейна происходит флишенакопление. Флишевая толща верхнего ордовика–нижнего силура более развиты в юго-западной части гор Моголтау (1500 м) и в горах Калканата (до 4000 м), на северном склоне Кураминского хребта. В Юго-Западном Чаткале толща слагает поля – фрагменты каледонского цоколя. В юго-западной части Моголтау разрез песчано-сланцевой толщи сложен ритмично чередующимися пачками песчаников, кварц-хлорит-серицитовых сланцев, алевролитов и гравелитов, где грубообломочные породы преобладают в нижней – кайракской свите, а верхняя – урубулакская свита, сложена в основном сланцами. В сланцах обнаружены остатки ордовикских трилобитов (*Ogygites* sp.), рецептакулитов (*ReseptacuLites* sp.) и брахиопод (*Crania* sp*., Orbiculoidea* sp.). U-Pb возраст песчаников (осадконакопления) урубулакской турбидитной свиты, определенный по молодым зернам детритового циркона составил 442 млн лет, что отвечает началу рудданской эпохи лландоверия – ранний силур [4]. Находки остатков граптолитов – *Diplograptus* sp*., Climacograptus* sp*., Pristiograptus nudus Lapw* в песчано-сланцевых породах бассейна р. Сумсар в Чаткальском хребте указывают на лландоверийский (S_1ln) возраст толщи.

Позднесилурийский–раннесреднедевонский этап тектонического развития изученной зоны отличается проявлением островодужных – толеитовой (поздний силур), андезитовой (ранний девон) и шошонитовой (ранний–средний девон) магматических серии [5]. Вулканиты толеитовой серии развиты в верховьях Алмалыксая на северном склоне Кураминского хребта и в юго-западных отрогах Чаткальского хребта, где слагают потоки толеитовых базальтов среди силурийских сланцев мощностью до

10 м. Силурийские вулканиты широко развиты в кыргызстанской части Чаткало-Кураминской зоны. В долине реки Алабука в составе нижнесилурийских отложений развиты вулканические породы, образующие покровы базальтов с прослоями туфоконгломератов, песчаников и алевролитов с остатками ругоз и табулят лудловского яруса мощностью до 1000 м. В разрезе песчано-сланцевой толщи силура вулканиты тяготеют к верхней части, состоят из базальтов и андезитов. Мезоабиссальные плутоны габбро-плагиогранитной серии представлена плагиогранитоидами каракиинского комплекса (Каракиинский, Джетымчекинский плутоны) – в Кураминской и плагиогранитами сумсарского комплекса – в Чаткальской части зоны. Возраст плагиогранитов позднесилурийский – 424 млн лет. Серия полифазная, включает габбро, диориты, тоналиты и плагиограниты. Плагиограниты относятся к умеренно-К известково-щелочным субдукционным гранитоидам островодужного типа с амфибол-биотитовым парагенезисом.

С развитием активной субдукции связаны дальнейшие тектоно-магматические события, происходившие в Чаткало-Кураминской островной дуге в раннем–среднем девоне.Андезитовая серия нижнего девона включает известково-щелочные вулканические породы, выделенные в составе катрангинской и калканатинской свит Кураминского хребта и арчаконушской, кугалинской свит – в Чаткале. С поздней стадией развития Чаткало-Кураминской островной дуги связано проявление базальтоидов шошонит-латитовой серии ранне-среднедевонского возраста, включающей вулканические породы мустукской (нижний–средний девон), чаркanакской (средний девон) свит. С шошонит-латитовой серией генетически связаны гипабиссальные тела монцонитов с U-Pb возрастом 416±9 млн лет в Алмалыкском районе, а в Чаткальском хребте, в бассейне реки Сумсар – Бургутуинский шток монцонит-порфиров раннего–среднего девона. Магматические серии позднесилурийского–ранне-среднедевонского этапа развития проявились над зоной субдукции, связанной с поглощением океанической коры Туркестанского бассейна под Казахстанский континент.

Среднедевонский–раннекарбоновый этап геологической эволюции этой зоны отличается квазиплатформенным режимом. Начиная с эйфеля–живета (D_2e-gv) до турне-визейского (C_1t-v) времени вся территория Чаткало-Кураминской зоны была занята морским пространством. В прибрежно-шельфовых условиях морского бассейна накапливались терригенно-карбонатные и карбонатные толщи мощностью до 2000 м – как пассивная окраина атлантического типа.

В позднем палеозое (C_2–P_1) Чаткало-Кураминская зона отличается проявлением мощных субдукционно-коллизионных и постколлизионных магматических процессов, проявившихся в условиях активной континен-

тальной окраины. В Чаткало-Кураминской зоне магматизм субдукционного этапа представлены вулканитами андезитовой серии и комагматичные им габбро-гранитоидами карамазарского комплекса среднего карбона (320–310 млн лет). Андезитовая серия включает вулканиты минбулакской, акчинской и надакской свит (317 млн лет), выполняющие Шавас-Дукентский, Алмалыкский, Куруксай-Джангалыкский, Алтынтопканский прогибы и Каржантаускую, Адрасманскую, Лашкерек-Пангазскую вулканические мульды. Состав серии – андезито-базальты, андезиты, дациты и риодациты. В Чаткальской части зоны андезитовая серия развита слабо – в виде останцов центров извержений – Шавуркольская и Сандалашская палеовулканы. Массивы габбро-гранитоидной серии слагают Гава-Ангренский, Акташский, Карамазарский, Джеркамарский, Чокадамбулакский, Алмабулакский, Музбекский плутоны, прорывающие песчано-сланцевые толщи среднего ордовика–верхнего силура, карбонатные породы среднего девона–нижнего карбона и вулканиты андезитовой серии среднего карбона. Серия формировалась в гомодромной последовательности: мелагаббро, габбро (I фаза); диориты и кварцевые диориты (II фаза); гранодиориты и адамеллиты (III фаза); граниты (IV фаза) и лейкограниты (V фаза). В Чаткальской части зоны габбро-гранитоидная серия сложена плутонами чаткальского и кызылсайского комплексов – Чаткальский, Ихнач-Каракумский, Среднесандалашский, Кызылсайский. K-Ar возраст гранитоидов 318–302 млн лет. U-Pb возраст цирконов из гранодиоритов Андагульского массива 307±2 млн лет [6].

С коллизионным этапом связано извержение лав риолитов оясайской свиты верхнего карбона, развитые в Оясайской, Карабашской и Адрасманской вулканических мульдах. U-Pb возраст цирконов из риолитов оясайской свиты Карамазара 305±6 млн лет. В Кураминской части зоны с оясайскими риолитами ассоциируют биотитовые граниты аштского комплекса – Аштский, Чаркасарский и Оясайский массивы, а в Чаткале – Алмасайский, Туюксайский, Арашанский, Саргардонский гранит-лейкогранитные плутоны. Риолит-гранитная ассоциация образовалась в коллизионной геодинамической обстановке после закрытия Туркестанского палеоокеана в позднем карбоне.

С раннепермской постколлизионной стадией развития Чаткало-Кураминской зоны связаны проявления субщелочных калиевых магматических серии. Постколлизионный магматизм представлен шошонит-латитовой (шурабсайская свита, 297 млн лет) и монцонитоидной (чорухдайронский комплекс, 296–293 млн лет) сериями. Шошонит-латитовая серия наиболее полно развита в Чорухдайронском, а также в Кумлай-Коксарекском, Чадакском приразломных прогибах, Адрасманском и Ташкескен-Самгарском вулканических мульдах, и сложена абсарокитами, шошонитами, латитами и кварцевыми латитами. Плутоническими

аналогами базальтоидов шошонит-латитовой серии являются гипабиссальные монцонитоиды интрузивы – Чорухдайронский, Бабаиобский и др. Ультракалиевые риолиты кызылнуринской свиты и гипабиссальные аляскитовые плутоны шайданского комплекса также формировались в постколлизионной стадии тектонического развития Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня с изотопным U-Pb возрастом по цирконам 290–286 млн лет [7].

Средне-позднепермский этап развития зоны представлен продуктами плюмового щелочно-базальтоидного магматизма. Щелочная трахибазальт-лейцитит-тефритовая серия (даубабинская свита) и шонкинит-монцосиенит-сиенитовая серия (ирисуйский комплекс) средней перми северо-западных отрогов Таласского хребта являются образованиями плюмового мантийного калиевого щелочно-базитового магматизма. В Чаткало-Кураминской тектонической зоне щелочные калиевые базальтоиды слагают Бадам-Даубабинскую рифтогенную структуру, приуроченную к зоне Угам-Кумбельского разлома. Базальтоиды поздней перми проявились в обстановке осевого рифтогенеза в виде поясов диабаз-риолитовой и эссексит-диабазовой дайковых серии.

Литература

1. *Иванов К.С., Миколайчук А.В., Пучков В.Н., Ерохин Ю.В., Христов Е.В.* Офиолиты Срединного Тянь-Шаня: тектоническое положение и возраст // Геология и геофизика. 2002. Т.43. № 12. С. 1093–1098.

2. *Hegner E., Alexeiev D.V., Messling N., Tolmacheva T.Yu., Willbold M.* Cambrian-Ordovician mid-ocean ridge magmatism in the Kyrgyz Middle Tianshan and origin of the Karaterek ophiolite // Lithos. 2022. P. 410–411. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106576

3. *Макарычев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. Москва: Наука, 1978. 207 с.

4. *Biske Yu. S., Ershova V.B., Konopelko D.L., Stockli D., Mamadjanov Yu.M., Wang X.S.* Detrital-zircon geochronology and provenance of Ediacaran–Silurian rocks of the central to northern Tajikistan traverse: geodynamic implications for the evolution of the Tian Shan // Gondwana Research. 2021. N 99. P. 247–268. DOI:10.1016/j.gr.2021.07.013

5. *Zu B., Xue C., Chi G., Pak N., Zhao X., Wang X.* Age and petrogenesis of the Andagul granodiorite and its implications on gold mineralization of the Kassan region, western Kyrgyzstan Tianshan // Ore Geology Reviews. 2018. V. 101. P. 54–73. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.007

6. *Мамаджанов Ю.М.* Геодинамическое развитие и магматические формации Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня // Изв. АН РТ. Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. 2001. № 1. С. 156–169.

7. *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. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.010

А. Марков[1,2], И. Шуклин[3], Г. Цуй[2], В. Лукин[4], П. Цао[2], Ц. Чанчунь[1]

Турбинообразная архитектура литосферы и мантийная конвекция создают роторную тектонику Антарктической плиты

Дрейф литосферных плит традиционно связывают с поступательным движением, при этом вращательные формы движения и их причины остаются малоизученными.

Используя многочисленные высокоточные современные данные геофизических и геодезических наблюдений [1–4], визуальный и автоматизированный линеаментный анализ, а также интеллектуальные методы моделирования, это исследование анализирует глубинную структуру и динамические процессы литосферы Антарктиды.

Выявлены уникальные полу-турбоподобные характеристики тектонической структуры и её вращения, а также их динамический генезис. Установлено, что Антарктическая литосферная плита обладает отчетливыми радиальными веерообразными тектоническими особенностями с центром в «точке Керкпатрик», расположенной в середине Трансантарктических гор. В Восточной Антарктиде сформировались четыре крупных глубоких радиальных вертикальных тектонических «пластины», простирающихся на глубину около 250 км. Их трехмерная морфология имеет S-образную кривизну, очень напоминающую обтекаемые очертания турбинных лопаток (рис. 1).

[1] Китайский университет наук о Земле, Колледж геофизики и информационных технологий, Пекин, Китай

[2] Цзилиньский университет, Государственная ключевая лаборатория глубоководных исследований и визуализации Земли, Инженерно-строительный колледж, Чанчунь, Китай

[3] Санкт-Петербургский горный университет им. императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

[4] Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

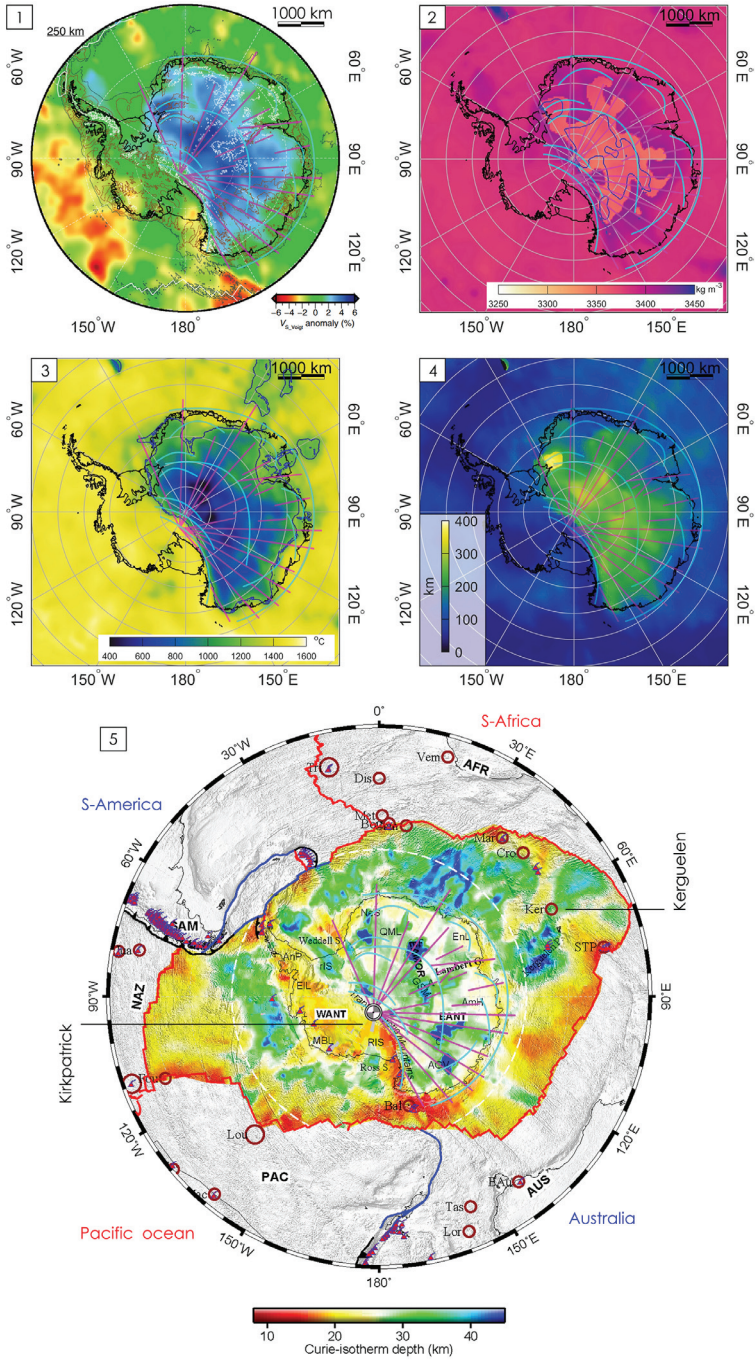

1
250 km
1000 km
60°W
90°W
120°W
150°W
180°
60°E
90°E
120°E
−6 −4 −2 0 2 4 6
$V_{S,\ resp}$ anomaly (%)
2
1000 km
3250 3300 3350 3400 3450
kg m^{-3}
150°W
180°
150°E
3
1000 km
400 600 800 1000 1200 1400 1600
°c
4
1000 km
400 300 200 100 0
km
5
0°
30°W
30°E
60°W
60°E
90°W
90°E
120°W
120°E
150°W
180°
150°E
S-Africa
S-America
Australia
Pacific ocean
Kerguelen
Kirkpatrick
AFR
SAM
NAZ
PAC
AUS
WANT
EANT
Vem
Dis
Mar
Cro
Ker
STP
Ens
QML
Weddell S
AmP
HS
EIL
MBL
RIS
Ross S
AmH
ACC
BelC
Lou
Tas
Lor
Hau
Dia
Lambert G
Amery Ice Shelf
Curie-isotherm depth (km)
10 20 30 40

Рис. 1. Веерная тектоническая структура Антарктической литосферной плиты по результатам линиаментного анализа срезов конечного распределения геолого-геофизических параметров до глубины 250 км.

1 – томографическое изображение структуры скоростей сдвиговых волн сейсмической модели ANT-20 на глубине 250 км [1, 2]; 2 – глубинный срез конечного распределения плотности на глубине 250 км [3]; 3 – температурный срез на глубине 150 км после гравитационной инверсии [3]; 4 – граница литосферы и астеносферы (LAB) на основе обновленной температурной модели и с учетом изменений состава мантии [3]; 5 – карта глубины температуры Кюри (изотерма 580 °C) Антарктической плиты [4], с наложенными на все карты линиаментами морфологии горных пород Антарктиды

Анализ тектонической эволюции показывает, что эта структура возникла в результате вращательного растяжения и сжатия во время фрагментации Гондваны в сочетании с устойчивыми тектоническими силами, возникшими в результате расхождения Африканской, Индийской и Австралийской плит от Восточной Антарктиды в радиальных направлениях. Эти силы сформировали радиально-симметричную траекторию растяжения континентальной коры Восточной Антарктиды с центром в точке Керкпатрик.

Вращение Антарктической плиты по часовой стрелке (если смотреть с Южного полюса) обеспечивает горизонтальная вращательная составляющая мантийного потока Tuzo, восходящего под южной Африкой. В результате плита вращается по часовой стрелке с угловой скоростью приблизительно 14 мм/год на линии Трансантарктических гор относительно полюса Эйлера, находящегося в районе островов Кергелен в Индийском океане, местоположение которого совпадает с областями концентрации глубинных мантийных плюмов и горячих точек (рис. 2) восходящего мантийного потока Tuzo.

Уникальное географическое приполюсное положение Антарктической литосферной плиты снижает влияние на её дрейф тормозящего момента лунных приливов, что позволяет сохранять вращательный момент её тектонической структуры.

В этом исследовании впервые предлагается модель вращательного движения полу-турбоподобной тектонической структуры Антарктической литосферной плиты, возникающего под воздействием восходящего мантийного потока Tuzo на её глубинные радиальные вертикальные тектонические «пластины».

Выявленный нами этот турбиноподобный механизм может изменить наше понимание о роли крутящего момента в глобальной динамике литосферных плит, особенно в приполярных областях.

Наши результаты подтверждают, что такие вращательные структуры могут представлять собой универсальный закон, управляющий глобаль-

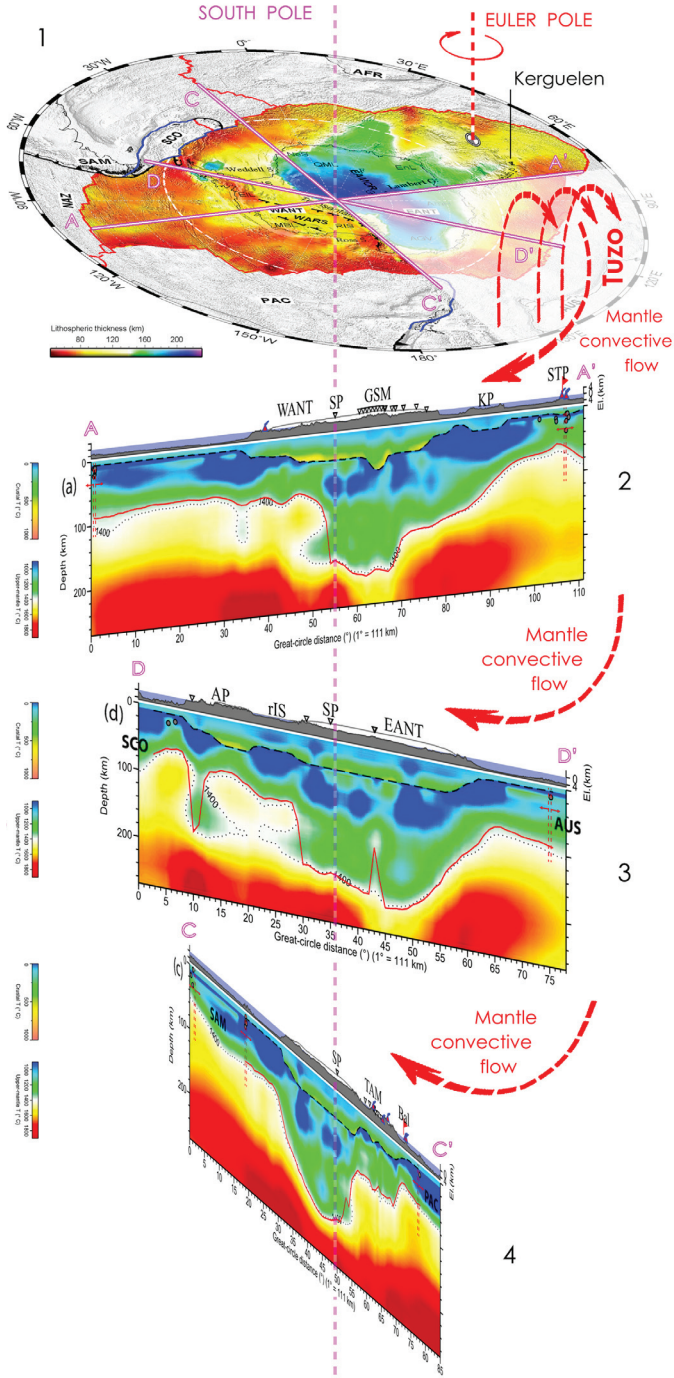

SOUTH POLE
EULER POLE
1
Kerguelen
AFR
SAM
PAC
Weddell
Lambert Gl.
WANT
WARS
Tuzo
Mantle convective flow
Lithospheric thickness (km)
80 120 160 200
STP
WANT SP GSM KP
(a)
Depth (km)
Great-circle distance (°) (1° = 111 km)
2
AP rIS SP EANT
(d)
SCO
AUS
3
(c)
SAM
TAM
Bal
PAC
4

Рис. 2. Схематичная модель действия толкающего крутящего момента на Антарктическую литосферную плиту:
– под воздействием восходящего, струйного, циркуляционного, конвективного мантийного потока Tuzo, области Южной Африки;
– горизонтальной, роторной составляющей этого потока под Антарктической литосферной плитой;
– на радиальную, веерную, вертикальную, псевдо-пластинчатую структуру «полутурбины» литосферы Восточной Антарктиды.
Вследствие этого Антарктическая литосферная плита приобретает вращение по часовой стрелке относительно полюса Эйлера, выявляемого в районе острова Кергелен, между Южной Африкой и рифтовой зоной Ламберта Антарктиды: 1 – топографическая карта Антарктической плиты, граница литосферы и астеносферы (LAB). База LAB определяется как наиболее мелководное место с температурой, превышающей адиабату 1330 °C [4]; 2–4 – типичные вертикальные температурные разрезы [4]: 2 – A-A' пересекает Западную Антарктиду, Южный полюс, подледниковые горы Гамбурцева (GSM) и точку доступа Сент-Пол-Амстердам (STP); 3 – D-D' проходит над Западной равниной, пересекает Южный полюс и проходит вдоль Трансантарктических гор; 4 – C-C' проходит вдоль Антарктического полуострова, над возвышенностью Беркнер, пересекает Трансантарктические горы и Южный полюс, а также проходит над Восточной возвышенностью и равниной Шмидта

ным движением плит, обеспечивая критическое понимание процессов горизонтального вращения в ходе эволюции литосферы.

Литература

1. *Lloyd A.J., Wiens D.A., Zhu H., Tromp J., Nyblade A.A., Aster R.C., Hansen S.E., Dalziel I.W.D., Wilson T.J., Ivins E.R., & O'Donnell J.P.* 2020. Seismic Structure of the Antarctic Upper Mantle Imaged with Adjoint Tomography. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 125(3), Article JGRB53822. https://doi.org/10.1029/2019JB017823

2. *Wiens Douglas A., Weisen Shen, Andrew J. Lloyd.* 2023. The seismic structure of the Antarctic upper mantle. Geological Society, London, Memoirs, 56, 195–212, https://doi.org/10.1144/M56-2020-18

3. *Li L., Aitken A.R.A., Gross L., & Codd A.* 2025. Resolving mantle composition suggests a warmer East Antarctic mantle. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 130, https://doi.org/10.1029/2024JB029677

4. *An Meijian, Douglas Wiens, Zhao Yue, Feng Mei, Andrew A. Nyblade, Masaki Kanao, Li Yuansheng, Alessia Maggi, Jean-Jacques Lévêque.* 2015. Temperature, lithosphere–asthenosphere boundary, and heat flux beneath the Antarctic Plate inferred from seismic velocities, J. Geophys. Res., 120(12), 8720–8742, doi:10.1002/2015JB011917

Е.И. Махиня[1], С.Ю. Колодяжный[1], К.И. Данцова[1], Т.В. Романюк[2], М.А. Устинов[1], Г.Е. Парфенов[1]

Источники обломочного материала плиоценовых гравийных галечников Сочи-Адлерской депрессии на основе материалов U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона

Для расположенной на южном склоне Большого Кавказа (БК) Абхазской зоны (составной западной части Гагро-Джавского поднятия) характерно сложное сочетание разрывно-складчатых и надвиговых структур кавказского и транскавказского направлений [7]. В конце палеогена эта часть южного склона БК испытала существенное погружение, а также накопление терригенно-карбонатных и глинисто-песчанистых толщ. Имея в виду эту особенность Абхазской зоны, иногда ее относят к структурам Закавказского массива [1]. В Абхазской зоне выделяют Сочи-Адлерскую депрессию (САД) (рис. 1), представляющую собой часть Закавказского межгорного прогиба, и одновременно – юго-восточное продолжение СВ борта Туапсинского прогиба [2].

В разрезе САД традиционно выделяют терригенно-карбонатную ахштырскую свиту (поздний палеоцен – ранний эоцен) и терригенно-карбонатную черноморскую серию (олигоцен–миоцен, возрастной аналог майкопской серии). В работе [3] черноморская серия разделена на 4 свиты, суммарной мощностью до 1.2 км – мацестинскую, хостинскую, сочинскую и кудепстинскую. Позднее в сводном разрезе черноморской серии между сочинской и кудепстинской свитами была выделена мысовидненская, а выше кудепстинской – адлерская и прервинская свиты мощностью до 1.5 км. Сводный разрез мацестинской, хостинской и сочинской свит сопоставляют с нижнеолигоценовой нижнемайкопской подсерией, мысовидненской и кудепстинской свит – с верхнеолигоценовой среднемайкопской подсерией, а адлерской и прервинской свиты – с миоценовой верхнемайкопской подсерией. Верхи черноморской серии с размывом перекрыты валунно-галечной толщей (мощность до 110 м), ограниченно распространенной и фрагментарно обнаженной в приустьевой части долины р. Мзымты (Нижнемзымтинский участок).

Разрез валунно-галечной толщи представлен ритмичным переслаиванием слабоцементированных валунников, галечников, гравийников. Песчанистый матрикс этих пород имеет разные оттенки, обусловленные его разным

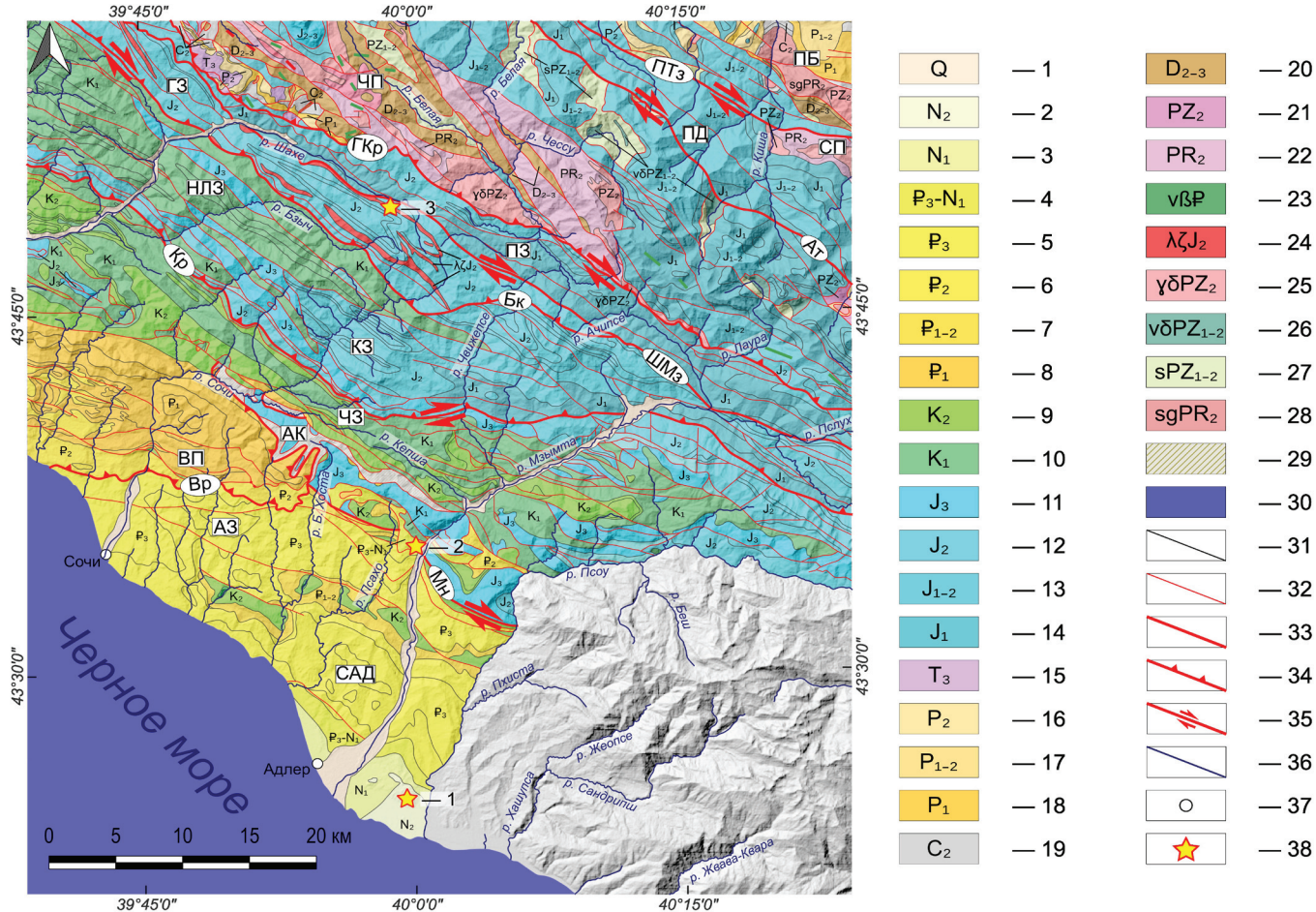
[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

минеральным составом. Прослои грубообломочных пород со светло-серым матриксом имеют мощность до 4 м, а с коричневато-серым – до 1.2 м. Гальки и валуны представлены темно-серо-коричневыми алевролитами, черными аргиллитами, зелеными и черными порфиритами, скрытокристаллическими сланцеватыми породами и т.д. Специально отметим, что в валунниках, галечниках и конгломератах отсутствует галька карбонатных пород. Валунно-галечная толща содержит остатки понтийских моллюсков *Dreissena anisoconcha* Andrusov 1893, *Didacna incerta* Deshayes 1838, *Didacna (Pontalmyra) rostriformis* Taner 1974, а также лютет-приабонский нанопланктон *Reticulofenestra reticulata* (Gartner & Smith, 1967) Roth & Thierstein [6]. Эту толщу традиционно относят к мио-плиоцену.

Валунно-галечная толща на Нижнемзымтинском участке слагает пологую (аз. пад. 230 < 10) моноклиналь, осложненную множеством мелких субвертикальных северо-восточных разрывов. Поверхности зеркал скольжения, приуроченных к этим разрывам, покрыты глинистыми примазками с отчетливыми штрихами скольжения правосдвиговой кинематики. Общая простая моноклинальная структура толщи на этом участке также осложнена мелкими трещинами отрыва, связанными с формированием сбросов южного (в сторону Черного моря) падения. Субширотные участки сместителей сбросов подсекают мелкие трещины парагенетически связанные, очевидно, со сдвигом.

Из тонкопесчанистых прослоев валунно-галечной толщи нами отобрана проба для выделения зерен детритового циркона (dZr). Датирование dZr проведено в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Большинство (198 из 204) полученных оценок возраста имеют дискордантность, приемлемую для дальнейшей содержательной интерпретации. Среди полученных датировок dZr доминируют юрские (69 определений). Для первых шести самых молодых датировок средневзвешенный возраст – 154.5±1.7 млн лет (СКВО = 0.112), а для следующих семи молодых датировок – 165.4±1.5 (СКВО = 0.063). Средневзвешенный возраст следующей юрской подгруппы из 11 датировок – 175.5±1.4 (СКВО = 0.073). Среди более древних датировок широко (52 шт.) представлены пермско-триасовые, а также группа (48 шт.), попадающая в диапазон 299–448 млн лет с полимодальным обликом соответствующего участка кривой плотности вероятности (КПВ), иллюстрирующей характер распределения датировок. В интервал 451–1916 млн лет попало 29 датировок. Из них 9 – в Пери-Гондванский [4, 5] интервал.

Для определения источников материала, аккумулированного в мио-плиоценовой валунно-галечной толще Нижнемзымтинского участка, нами проведен сравнительный статистический анализ юрской части полученного возрастного набора dZr и набора датировок циркона, выделенного из пород риолитов гойтхского комплекса (ГРК).



Q	1	D_{2-3}	20
N_2	2	PZ_2	21
N_1	3	PR_2	22
P_3-N_1	4	vßP	23
P_3	5	$\lambda\zeta J_2$	24
P_2	6	$\gamma\delta PZ_2$	25
P_{1-2}	7	$v\delta PZ_{1-2}$	26
P_1	8	sPZ_{1-2}	27
K_2	9	$sgPR_2$	28
K_1	10		29
J_3	11		30
J_2	12		31
J_{1-2}	13		32
J_1	14		33
T_3	15		34
P_2	16		35
P_{1-2}	17		36
P_1	18		37
C_2	19		38

Рис. 1. Геологическая карта фрагмента САД и прилегающих структурных зон.

1–22 – площади распространения пород из толщ: *1* – четвертичного аллювия, *2* – плиоценовых, *3* – миоценовых, *4* – олигоцен-миоценовых, *5* – олигоценовых, *6* – эоценовых, *7* – объединенных эоцена–палеоцена, *8* – палеоценовых, *9* – верхнемеловых, *10* – нижнемеловых, *11* – верхнеюрских толщ, *12* – среднеюрских толщ, *13* – нижне-среднеюрских толщ, *14* – нижнеюрских толщ, *15* – триасовых толщ, *16* – среднепермских толщ, *17* – нерасчлененных пермских, *18* – нижнепермских, *19* – верхнекаменноугольных, *20* – нерасчлененных девонских, *21* – среднепалеозойских нерасчлененных, *22* – верхнепротерозойских; *23* – палеогеновые интрузии; *24* – гойтхский риолитовый комплекс; *25* – среднепалеозойские гранитовые комплексы; *26* – раннепалеозойские метаморфические комплексы; *27* – лаштракский метаморфический комплекс; *28* – позднепротерозойские сланцево-гнейсовые комплексы); *29* – нерасчлененные тектониты; *30* – акватория Черного моря; *31–35* – границы: *31* – стратиграфические, *32* – разломы неясной кинематики, *33* – субвертикальные надвиги, *34* – надвиги, *35* – правые сдвиги; *36* – речная сеть; *37* – населенные пункты; *38* – точки ключевых участков исследования

Южная часть ареала ГРК расположена в 40–45 километрах севернее Нижнемзымтинского участка распространения валунно-галечной толщи. Для риолитов ГРК характерна афанитовая основная масса и разноразмерные включения угловатых, реже изометричных фенокристаллов кварца (0.2–1.25 мм), альбита (0.25–0.85 мм), а также редких включений микроклина, граната и мелких чешуек биотита. Альбит заметно серицитизирован и пелитизирован. В единичных кристаллах кварца удалось запечатлеть следы стрейн-деформации в виде характерных теней давления.

Из риолитов ГРК была отобрана проба для выделения циркона и последующего его датирования. Изотопные анализы 29 из 31 проанализированного кристалла циркона показали хорошую сохранность U-Th-Pb системы. Значение средневзвешенного возраста, вычисленное по датировкам 24 кристаллов циркона, 170.84±1.26 млн лет (СКВО = 0.022).

Статистическое сравнение юрской популяции dZr из пород миоплиоценовой валунно-галечной толщи Нижнемзымтинского участка и юрских датировок кристаллов циркона из риолитов ГРК, проведенное с помощью определения критерия Колмагорова-Смирнова, а также тестов Overlap-Similarity (коэффициента Шимкевича-Симпсона) [8] продемонстрировало высокое сходство сравниваемых возрастных наборов (рис. 2).

В работе [9] представлены результаты датирования единичных кристаллов циркона из диорит-порфиритовых даек дизской серии (Сванетия). В этом возрастном наборе, кроме единичных юрских (158.6±1.5,

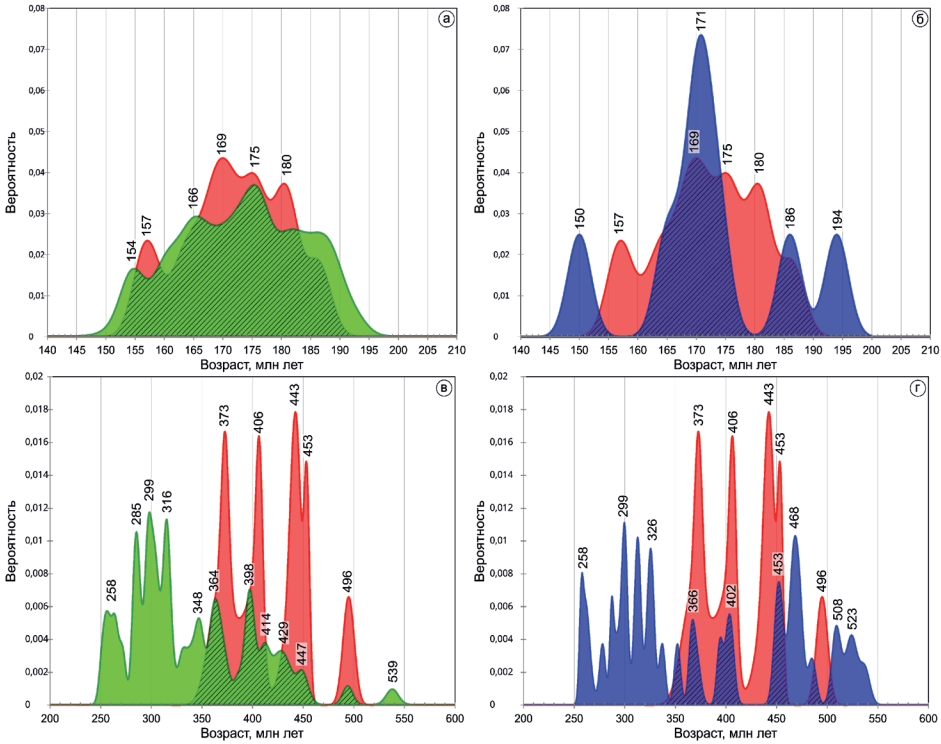


Рис. 2. Полученные геохронологические результаты и их сравнение: юрские и палеозойские интервалы КПВ.

а – интервал 140–210, зеленым цветом изображена КПВ возрастов циркона из валунно-галечной толщи, красным цветом изображена КПВ возрастов циркона из ГРК; б – интервал 140–210, синим цветом изображена КПВ возрастов циркона из толщ миоценовых песчаников САД, красным цветом изображена КПВ возрастов циркона из ГРК; в – интервал 230–580, зеленым цветом изображена КПВ возрастов циркона из валунно-галечной толщи, красным цветом изображена КПВ возрастов циркона из дайки дизской свиты); г – интервал 230–580 (синим цветом изображена КПВ возрастов циркона из толщ миоценовых песчаников САД, красным цветом изображена КПВ возрастов циркона из дайки дизской свиты

164.2±1.3 и 166.0±1.0), для 11 цирконов получены палеозойские (360–550 млн лет) датировки (рис. 2). Эти палеозойские датировки также использованы нами для статистического сравнения с палеозойскими датировками dZr из валунно-галечной толщи. Проведенное сравнение показало высокое сходств сопоставляемых наборов палеозойских возрастов циркона.

Полученные результаты позволяют сформулировать вывод о том, что источником сноса обломочного материала, аккумулированного в миоплиоценовой *валунно-галечной* толще САД, могли быть как риолиты ГРК, распространенные к северу от САД, так и интрузивные комплексы Закавказья, например, Сванетского антиклинория.

Исследование выполнено за счет гранта РНФ № 24-27-00252.

Литература

1. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Часть 1. М.: Недра, 1968. 760 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации, К-37-IV (Сочи). СПб: ВСЕГЕИ, 2000.

3. *Келлер Б.М., Меннер В.В*. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ними подводные оползни // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1945. Т. 20. № 1-2. С. 83–101.

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

5. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В*. О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 3. С. 0825.

6. *Лалиев А.Г*. Майкопская серия Грузии: (Стратиграфия, условия образования, нефтегазоносность). М.: Недра, 1964. 309 с.

7. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г*. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя // Изв. АН СССР. 1961. № 3. С. 26–43.

8. *Gehrels G.E*. Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California // GSA Special Paper. 2000. V. 347. P.1–17.

9. *Javakhishvili I., Shengelia D., Shumlyanskyy L., Tsutsunava T., Chichinadze G., Beridze G*. Metamorphism of the Dizi Series Rocks (the Greater Caucasus): Petrography, Mineralogy and Evolution of Metamorphic Assemblages // Baltica. 2021. V. 34. N. 2. P. 185–202.

С.В. Межеловская[1], Е.В. Ватрушкина[1], Е.П. Исаева[1,2], И.Д. Павлов[1]

Танюрерский габбро-диорит-гранитный массив, геодинамическая обстановка и металлогенические следствия (Центральная Чукотка)

Порфировые рудные системы представляют собой один из наиболее значимых в промышленном отношении типов оруденения, являясь главным источником меди, молибдена и золота в мире. Их формирование является следствием сложного взаимодействия магматических, гидротермальных и тектонических процессов в специфических геодинамических обстановках, преимущественно связанных с субдукционными и коллизионными поясами. Ключевым фактором их образования является эволюция высокоокисленных, часто адакитоподобных магм [10], которые, кристаллизуясь на глубине, формируют интрузивные комплексы и выделяют большие объемы металлоносных флюидов, отлагающих рудную минерализацию в штокверковых зонах. Изучение порфировых систем, таким образом, лежит на стыке петрологии, геохимии и геодинамики и направлено на выявление закономерностей, контролирующих локализацию крупных месторождений.

Танюрерский золото-меднорудный район, расположенный в северной части хребта Пекульней, представляет собой перспективный объект для выявления месторождений порфирового типа. Его рудоносный потенциал сконцентрирован в пределах Танюрерского интрузивного массива, где с диорит-порфировыми интрузиями пространственно и генетически связано Cu-Mo порфировое оруденение. Наиболее яркими его представителями являются рудопроявления Базовое и Моренное, для которых характерен классический для порфировых систем комплекс признаков: штокверковый тип оруденения, развитие кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов и парагенезис сульфидов (халькопирит, борнит, пирит, молибденит).

Пекульнейский сегмент Корякско-Камчатской складчатой области рассматривается как фрагмент одноименной палеодуги [3], или трансформная зона, на южной границе Чукотского континента [4]. Генезис и формационная принадлежность Танюрерского интрузивного массива остаются дискуссионными. В настоящее время существуют две альтернативные точки зрения на его формирование: продукт магматизма энсиматических остров-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

ных дуг [2, 5] или результат метаморфогенно-анатектических процессов, инициированных раннемеловой коллизией микроконтинентальных блоков [3]. Выявление конкретного геодинамического сценария формирования массива имеет принципиальное значение для оценки перспектив порфирового оруденения, поскольку каждый из этих тектонических режимов предполагает различные механизмы магмообразования и сопутствующей минерализации.

Геологическое строение Танюрерского района характеризуется сложным сочетанием разновозрастных комплексов, определяющих его рудоконтролирующую структуру. Основу составляют вулканогенно-терригенные отложения титон-валанжинского возраста (грунтовская толща), которые прорваны интрузиями позднеальбского Танюрерского плутонического массива – главного рудовмещающего объекта [1]. Ключевую роль в локализации оруденения играет региональная Амгуэмская сдвиговая зона, представленная серией сопряженных разрывных нарушений. Стратиграфический разрез завершают вулканиты амгеньской толщи Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Танюрерский массив с определённой долей условности относится к танюрер-золотогорскому комплексу на основании сходства состава основных фаз внедрения и характера взаимоотношений с вмещающими и перекрывающими породами. Формирование массива происходило в три фазы, образуя гомодромную последовательность кристаллизации – от габбро-габбродиоритов через диорит-порфириты до плагиогранитов.

Первая фаза представлена амфиболовыми габбро и габбродиоритами с типичной полнокристаллической структурой. Минеральный состав характеризуется преобладанием зонального плагиоклаза (битовнит-лабрадор) и амфибола чермакит-керсутитового ряда с подчиненной ролью биотита и кварца. Геохимические особенности пород (SiO_2 ~ 48%, MgO 6–9%, Mg# 45–60) соответствуют толеитовой серии с повышенными содержаниями Cr (до 116 г/т) и Ni (до 38 г/т). Характерно слабо фракционированное распределение РЗЭ (La_N/Yb_N ~ 2.6) с положительной Eu-аномалией (Eu/Eu* ~ 1.6), что свидетельствует о фракционировании плагиоклаза на ранних стадиях кристаллизации.

Вторая фаза сложена диоритовыми порфиритами, кварцевыми диоритами и тоналитами с порфировидной структурой. Минеральный парагенезис включает плагиоклаз (олигоклаз–альбит), кварц, роговую обманку и хлорит. Геохимический профиль демонстрирует переход к известково-щелочным и щелочно-известковым сериям с повышенной натриевостью (Na_2O/K_2O = 3–5) и преобладанием перглиноземистых разностей. Породы характеризуются фракционированными спектрами РЗЭ (La_N/Yb_N = 6.45–12.91), а мультиэлементные диаграммы – отрицательными аномалиями Nb, Ta и Ti и положительной аномалией Sr.

Третья фаза включает граниты, тоналиты и плагиограниты с равномернозернистой структурой. Минеральный состав представлен кварцем, плагиоклазом (олигоклаз–альбит) и калиевым полевым шпатом. Породы относятся к высококалиевой известково-щелочной серии и являются перглиноземистыми (ASI ~ 0.9–1.3). Распределение РЗЭ показывает выраженный наклон спектров ($La_N/Yb_N \approx 6.8$), мультиэлементные диаграммы имеют отрицательные аномалии Ta, Nb и Ti. Установленные линейные тренды на диаграммах Харкера (r ~ 0.9) подтверждают генетическое единство пород массива, образовавшихся в результате кристаллизационной дифференциации единого магматического источника. Отсутствие значительных метасоматических изменений позволяет рассматривать полученные геохимические данные как репрезентативные для петрогенетических реконструкций.

Полученные геохронологические данные для пород Танюрерского массива выявили узкий диапазон их формирования в интервале 115–113 млн лет, что соответствует границе апта и альба. Совпадение возрастов в пределах погрешности измерений (115–113 млн лет) подтверждает модель быстрой эволюции единой магматической системы в апт-альбскую эпоху. Выявленный кратковременный характер магматизма (до 2 млн лет) соответствует моделям формирования порфировых систем в транстенсионных обстановках [9].

Изотопные характеристики пород Танюрерского массива (Sr, Nd) демонстрируют высокое сходство для всех трёх фаз, указывая на единый источник, соответствующий деплетированной мантии без признаков коровой контаминации. Модельный возраст $T_{(DM)}$ (202–234 млн лет) предполагает триасовый возраст источника.

Гранитоиды Танюрерского массива демонстрируют геохимические характеристики, типичные для адакитовых магм: низкие содержания K_2O (0.8–2.5%), Th (1–2.2 г/т), Rb (40–73 г/т) и Y (4–18 г/т) при повышенных концентрациях Sr (до 686 г/т, в среднем ~472 г/т). Критически важными диагностическими параметрами являются высокие отношения Sr/Y (>40) и La/Yb (>10) в сочетании с низкими абсолютными содержаниями Y (<18 г/т) и Yb (<1.8 г/т). Эти особенности, наряду с умеренно низкими содержаниями Cr (22–61 г/т), Ni (5–25 г/т), значениями Mg# (23–37) и отсутствием Eu-аномалии, позволяют классифицировать породы как высококремнеземистые адакиты, хотя их геохимические показатели несколько ниже, чем у классических расплавов, образованных при прямом плавлении субдуцирующей плиты. Состав акцессорного апатита широко применяется для идентификации адакитоподобных пород, а также для оценки металлогенической специализации гранитоидов [6, 8]. Микроэлементный состав апатита из второй и третьей фаз внедрения подтверждает принадлежность пород к адакитам, а на диаграмме Mn–Sr [6] точки составов апатита концентрируются в поле Cu-Mo порфирового оруденения.

Важным тектоническим индикатором служит четко выраженная отрицательная аномалия по Nb и Ti, характерная для надсубдукционных обстановок. Однако дискриминантный анализ с использованием диаграмм Nb–La–Yb и TiO_2×10–Fe_2O_3Ttot–MgO [7] указывает на формирование в условиях трансформной континентальной окраины, а не типичной островной дуги. Это заключение дополнительно подтверждается положением составов на специализированных диаграммах (Y+Nb-Nb/Y, Sr/Y-La/Yb и др.) [11], где большинство образцов попадает в поле гранитоидов деструкции слэба (slab-failure).

Комплексное изучение Танюрерского массива выявило совокупность геологических, геохимических и изотопных характеристик, критически важных для оценки его металлогенического потенциала. Установленные признаки – кратковременный (~2 млн лет) магматический импульс в аптальбское время, гомодромная эволюция магматической системы от габброидов к гранитоидам, единство деплетированного мантийного источника и адакитоподобные геохимические характеристики (Sr/Y > 40, La/Yb > 10, низкие Y и Yb), а также состав акцессорного апатита – в совокупности создают благоприятную обстановку для формирования порфирового оруденения. Особенно значима интерпретация массива как продукта деструкции слэба (slab-failure) в условиях трансформной окраины, поскольку именно такие постсубдукционные транстенсионные обстановки, согласно современным моделям, являются наиболее продуктивными для крупных порфировых месторождений. Эти фундаментальные предпосылки, в сочетании с уже выявленными рудопроявлениями (Базовое, Моренное), обладающими типичными для порфировых систем чертами, позволяют выделить новую для Чукотки металлогеническую эпоху образования Cu-Mo порфировой минерализации, связанной с окисленными гранитоидами сформированными в синсдвиговых условиях трансформной окраины.

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

Литература

1. *Исаева Е.П., Звизда Т.В., Ушакова Д.Д.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-60 – Анадырь: объяснительная записка. Санкт-Петербург: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 341 с.

2. *Малышева Г.М., Малышев Ю.Е.* Легенда Корякской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Чукотская часть. Чукотский ТГФ, 1999.

3. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 201 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 523).

4. *Некрасов Г.Е*. Трансформная модель тектоники Верхояно-Чукотских мезозоид // Докл. РАН. 2019. Т. 489. № 4. С. 388–392.

5. *Сурмилова Е.П., Степина Т.С*. Легенда Чукотской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). ФГУНПП «Аэрогеология», М., 2002 г.

6. *Azadbakht Z., Lentz D.R., Farlane C.R.M*. Apatite Chemical Compositions from Acadian-Related Granitoids of New Brunswick, Canada: Implications for Petrogenesis and Metallogenesis // Minerals. 2018. V. 8. N 12. P. 598.

7. *Grebennikov A.V.; Khanchuk A.I*. Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Int. Geol. Rev. 2021. V. 63. P. 601–629.

8. *Pan L.C., Hu R.Z., Wang X.S., Bi X.W., Zhu J.J., Li C*. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic–metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China // Lithos. 2016. V. 254. P. 118–130.

9. *Richards J. P*. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation // Econ. Geol. Bull. Soc. 2003. V. 98. P. 1515–1533.

10. *Wang Q., Xu J.-F., Jian P., Bao Z.-W., Zhao Z.-H., Li C.-F., Xiong X.-L., Ma J.L*. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implication for the genesis of porphyry copper mineralization // J. Petrology. 2006. V. 47. № 1. P. 119–144.

11. *Whalen J.B., Hildebrand R.S*. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. V. 348-349. P. 105179.

Д.В. Метелкин[1,2]

Новая фиксированная система отсчета при палеотектонических реконструкциях в абсолютных координатах по палеомагнитным данным для Сибири

Преимуществом палеомагнитных данных при палеотектоническом моделировании является возможность количественной оценки пространственно-временных взаимоотношений блоков земной коры и, соответственно, возможность восстановления динамических параметров

[1] Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

эволюции геологических систем. Однако, при интерпретации фактического набора палеомагнитных данных имеются неоднозначные решения. Одной из них является долготная неопределенность. Если географическая широта тектонического блока в прошлом на основе палеомагнитных данных может быть восстановлена с точностью до первых градусов, то зафиксировать палеодолготу невозможно. Это обусловлено математической неоднозначностью при решении обратной задачи по расчету географического положения реконструируемого блока по координатам его палеомагнитного полюса и связано с наблюдаемой структурой магнитного поля Земли. Достоверно установлено, что при осреднении главных векторных характеристик за интервал времени >100 тыс. лет конфигурация геомагнитного поля отвечает модели центрального осевого диполя (ЦОД), когда географические и магнитные полюсы/широты совпадают. Но для определения палеодолготы, в рамках модели ЦОД, необходима дополнительная фиксированная система отсчета. В качестве таковой принято использовать координаты горячих точек, отражением эволюции которых является плюмовый магматизм и формирование крупных изверженных провинций (LIP) над ними [10]. Так анализ современных палеомагнитных данных по LIP Сибири и Высокоширотной Арктики убеждает, что магматизм этих мезозойских провинций является отражением периодической активизации Исландской горячей точки [5, 9].

Идея о длительной стационарности горячих точек основана на представлениях о термохимическом механизме формирования плюмов. При этом намечается корреляция между динамикой плюмового магматизма и изменением таких характеристик геомагнитного поля как частота инверсий и его абсолютная величина [2, 3, 6]. В частности, в [6] показано, что периодам активизации плюмов предшествует рост частоты инверсий, который сопровождается падением напряженности геомагнитного поля. Анализ имеющихся данных за последние 600 млн лет позволяет считать, что период повторямости этапов резкого учащения инверсий составляет 70–100 млн лет [2, 6]. Предложена гипотеза, объясняющая этот эффект режимом тепловой конвекции во внешнем ядре, где плюмы рассматриваются как регулятор состояния гидромагнитного динамо. Предполагается, что мантийная конвекция не справляется с отводом тепла от ядра, что ведет к его постепенному «перегреву». Вследствие этого повышается турбулентность конвективных течений в жидком ядре и, соответственно, растет количество инверсий, при которых величина главной составляющей геомагнитного поля – аксиальный диполь – сначала падает до нуля и возвращается к высоким значениям только после полного обращения полюсов. Сокращение времени релаксации в эпоху ультрачастых инверсий ведет к длительному понижению абсолютной величины земного магнитного поля. Возникающие в этот момент плюмы способны отвести избы-

ток тепла и стабилизировать режим работы геодинамо вплоть до почти полного прекращения инверсий.

С положениями этой гипотезы мы связываем девонский и вендский геомагнитный феномен, когда в палеомагнитной записи фиксируется сразу несколько полюсов, конфигурация которых отличается от ЦОД. Согласно модели в это время «перегрев» ядра мог быть настолько значительным, что режим конвекции был близок турбулентному десятки млн лет. Возникающие вследствие этого ультрачастые обращения магнитного диполя вели к тому, что его величина, составляющая в периоды между инверсиями более 90% всего магнитного поля, не успевала восстанавливать свои нормальные значения. Это в различной степени искажало запись ЦОД, а в моменты ультранизких значений, могла быть полностью заменена записью более слабых источников, например, полем Мировых магнитных аномалий (ММА).

Так, среди палеомагнитных направлений, зафиксированных в магматических породах девона Минусинского прогиба, как элемента Алтае-Саянской LIP [1], кроме ЦОД, удается различить экваториальный диполь, возможно, полюсы незональных компонент большей мультипольности, а также четкий сигнал современной Бразильской ММА [4]. Показано, что расположение полюсов экваториального диполя взамосвязано с наблюдаемым эффектом асимметрии внутреннего ядра и отражается круп-

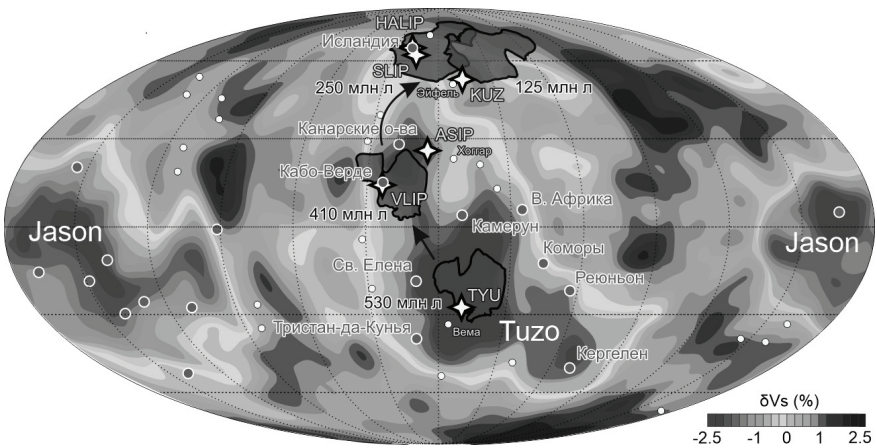


Рис. 1. Реконструированное с использованием «аномалийной» системы отсчета положение Сибири и связанных с ней плюмовых магматических провинций (TYU – Тас-Юряхская Оленекского поднятия, VLIP – Вилюйская, ASIP – Алтае-Саянская, SLIP – Сибирская, KUZ – Кузнецкая, HALIP – Высокоширотной Арктики) относительно LLSVP и горячих точек

ными гравитационными аномалиями, а ММА сопряжены с обширными нижнемантийными неоднородостями с характерными низкими скоростями поперечных волн (LLSVP – Large Low Shear Velocity Provinces), продуцирующих плюмы. Это дает основание постулировать их псевдофиксированное (с учетом собственных вариаций) расположение в течение длительного времени и создает благоприятные предпосылки для обоснования новой, т.н. «аномалийной», системы отсчета для палеотектонических построений. Совмещение палеополюсов, отражающих запись экваториального диполя, ММА, прочих слабых источников с современными экстремумами недипольной составляющей главного магнитного поля Земли позволят восстанавливать палеогеографическое положение рассматриваемого блока земной коры не только по широте, но и долготе. Достоверность выводов подтверждается сравнением реконструкций выполненных на основе разных подходов. Так, согласно построениям в системе координат горячих точек [9], формирование Алтае-Саянской LIP в складчатом обрамлении и субсинхронной Вилюйской LIP на востоке Сибирской платформы отождествляется с плюмами, генерировавшимися в пределах характерного минимума LLSVP под северо-западной окраиной Африки. При использовании «аномалийной» системы координат, Вилюйская LIP оказывается непосредственно над горячей точкой Кабо-Верде, а Алтае-Саянская LIP может быть сопоставлена с Канарским плюмом или плюмом Хоггар (рис. 1).

Значительный вклад аномалийного источника также идентифицируется для венда – начала кембрия [7]. Картина распределения вендских палеомагнитных векторов для территории Сибири отличается от девонской тем, что обосабливаются только две группы. Палеополюс первой располагается к юго-востоку от Австралии, а второй в районе восточного побережья Мадагаскара. При этом «мадагаскарский» полюс испытывает смещение на восток к раннепалеозойским полюсам Сибири и имеет характерную для диполя биполярную запись, а компоненты «австралийской» группы исключительно монополярные. В рамках нашей модели, это указывает на вероятную связь последних со стационарным аномалийным источником, на роль которого наилучшим образом подходит Бразильская ММА. Приняв это за основу реконструированное расположение Сибирского кратона оказывается не южнее 30° ю.ш. в районе меридиана 0°. В качестве плюмового проявления венд-раннкембрийского возраста на территории Сибири рассматривают базиты тас-юряхского комплекса Оленекского поднятия [8]. В соотвествие с выполнеными построениями координаты этого района близки горячим точкам Тристан-да-Кунья, Святой Елены или Вема (рис. 1).

Таким образом, весь комплекс анализируемых данных и высказанные теоретические предпосылки вполне определенно указывают на квазиста-

ционарное расположение источников аномалийного магнитного поля минимум последние 600 млн лет. Соответственно, в случае их распознания в палеомагнитной записи становится возможно восстанавливать палеогеографическое положение блоков земной коры не только по широте, но и долготе. Выполненные в рамках этой методики построения свидетельствуют, что Сибирский континент от терминального докембрия до мезозоя включительно находился в области влияния Африканского горячего поля мантии (Tuzo), смещаясь в северном направлении вдоль меридиана 0° от координат Тристан-да-Кунья до Исландии (рис. 1).

Работа выполнена при поддержке РНФ проект 25-17-00040.

Литература

1. *Воронцов А.А., Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В. и др.* Геологические и изотопно-геохимические индикаторы плюм-литосферных взаимодействий в юго-западном обрамлении Сибирского кратона: синтез данных для раннедевонских магматических ассоциаций Алтае-Саянской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 12. С. 1674–1689.

2. *Диденко А.Н.* О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1945–1956.

3. *Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Василевский А.Н.* Характерные свойства магнитного и гравитационного полей Земли, взаимосвязанные с глобальной и региональной тектоникой // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 1. С. 10–30.

4. *Метелкин Д.В., Лузан М.Е., Лавренчук А.В. и др.* Свидетельство вклада недипольных источников в геомагнитное поле девона по результатам анализа палеомагнитных направлений в породах Минусинского прогиба (Южная Сибирь) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 525. № 2. С. 217–226.

5. *Метелкин Д.В., Абашев В.В., Верниковский В.А., Михальцов Н.Э.* Палеомагнитное обоснование стационарности Исландского плюма и его раннемелового проявления в Высокоширотной Арктике // Докл. РАН. 2021. Т. 501. № 2. С. 139–144.

6. *Метелкин Д.В., Виноградов Е.В., Елисеев А.А. и др.* Эволюция геомагнитного поля и плюмовый магматизм в приложении к пространственно-временным реконструкциям в абсолютных координатах // Геология и геофизика. 2025. DOI: 10.15372/GiG2025171

7. *Метелкин Д.В., Виноградов Е.В., Щербакова В.В. и др*. К проблеме палеогеографических реконструкций и структуры геомагнитного поля на границе докембрия–палеозоя на примере новых палеомагнитных данных по Оленекскому поднятию (Сибирский кратон) // Докл. РАН. 2022. Т. 506. № 2. С. 135–141.

8. *Chayka I.F., Izokh O.P., Rogov V.I. et al.* Rift-related explosive volcanism on the eve of the Cambrian ‘explosion’ on the Olenek Uplift (northeastern margin of Siberian Craton) // J. Asian Earth Sci. 2025. V. 288. P. 106592.

9. *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Sci. Rev. 2010. V. 102. N 1–2. P. 29–59.

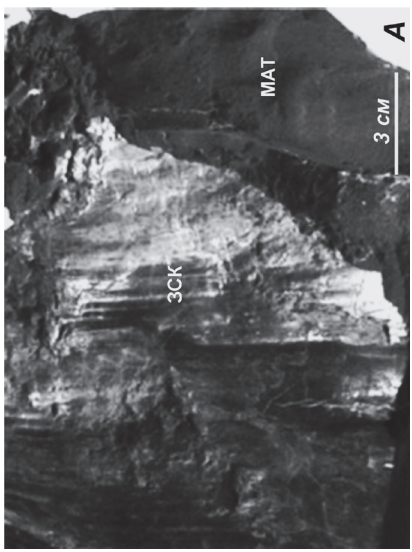
10. *Steinberger B., Torsvik T.H.* Absolute plate motions and true polar wander in the absence of hotspot tracks // Nature. 2008. V. 452. P. 620–623.

Ю.А. Морозов[1], В.М. Козловский[2], М.А. Матвеев[1], Е.Н. Терехов[3]

Синтектоническая генерация наноалмазов в малоглубинных условиях

Изучение структурно-текстурных и минерально-фазовых изменений горных пород в зонах локализованных деформаций и высокоскоростных динамических подвижек предоставляет ценные сведения о характере протекания метаморфических и метасоматических процессов под воздействием тектонического стресса, позволяя лучше понять механизмы перераспределения минерального вещества, различия в подвижности химических элементов, роль кинетических факторов. Получаемые данные важны и для смежных областей в науках о Земле – в сейсмологии и геомеханике, где они способствуют уточнению условий возникновения механической неустойчивости в разломах, механизмов инициирования разрушения пород на микро- и наноуровнях, пониманию процессов фрикционного плавления, упрочнения и ослабления геоматериала [1–3]. Помимо всего, подобные исследования нередко выявляют неожиданные стороны петрогенеза, включая процессы образования и локализации некоторых полезных минерально-рудных компонентов. Один из примеров этого – описываемое ниже преобразование аморфного углерода в такие его аллотропные формы, как графит и наноалмаз, под воздействием динамических подвижек

[1] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[2] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия



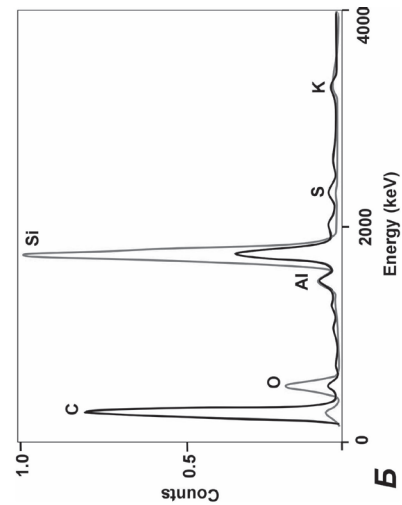


Рис. 1. А – Зеркало скольжения (ЗСК) в матрице шунгита (МАТ). Б – сравнение спектров элементных составов МАТ (серая кривая) и пленки ЗСК (черная); на вертикальной оси – содержание элементов в условных единицах

сейсмогенной природы, с оценкой вероятных параметров и условий такого преобразования.

При посещении карьеров карельского шунгита месторождений Максово и Зажогино нами было обращено внимание на обилие в его субстрате тектонических зеркал скольжения (рис. 1А), сопряженных с другими маркерами сейсмогенных дислокаций (микробрекчии, глинки трения). Исходный субстрат шунгита, в котором объемное содержание углеродного вещества варьирует от места к месту от 20 до 60% и более, претерпел региональный метаморфизм в пределах зеленосланцевой фации с параметрами температуры (по кальцит-доломитовому термометру) в диапазоне 350–430 °С и давления (по фенгитовому барометру) около 5 кбар [4]. Сравнение составов матрицы шунгита в исходном субстрате (МАТ) и в пленке зеркала скольжения (ЗСК) показало прямо противоположные тренды изменения концентраций углерода и кремния – в пленке ЗСК содержание первого существенно возрастает, а второго – отчетливо понижается в сравнении с исходным составом (рис. 1 Б). Это свидетельствует о выносе кремния из зоны подвижки и, наоборот, о концентрации углерода в ЗСК за счет его малой подвижности.

Вместе с изменениями минерально-фазового и валового химического состава шунгита в пленке ЗСК произошли и существенные структурные преобразования углеродного вещества. Просвечивающая микроскопия позволила визуализировать в углеродном материале пленки ЗСК яркие

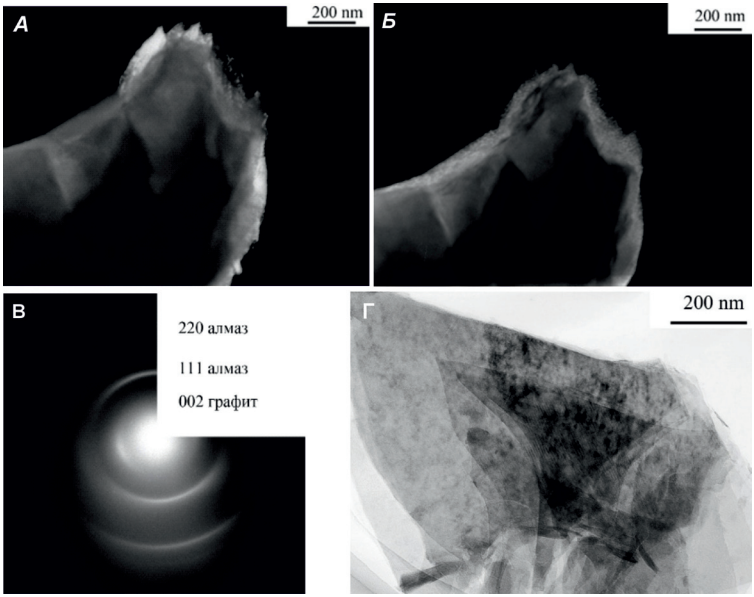


Рис. 2. Результаты просвечивающей микроскопии пленки ЗСК в шунгите. Темнопольные изображения в рефлексах графита (А) и алмаза (Б); яркие места – частицы графита и алмаза, соответственно. Картины микродифракции алмаза и графита (В) и светлопольное изображение фрагмента пленки ЗСК с элементами упорядоченной кристаллической структуры графита (Г)

кластерные скопления графита и наноалмазов, которые обрамляют участки аморфного углерода (рис. 2 А, Б). Размер отдельных частиц в этих образованиях оценивается в интервале 5–10 нм. Картины микродифракции таких частиц подтверждают присутствие как графита, так и алмаза (рис. 2 В), причем неравномерное распределение интенсивности кольцевых рефлексов указывает на проявление в пленке упорядоченной текстуры, что заметно по чешуйчатому ее сложению на светлопольном изображении (рис. 2 Г).

Субстрат изученных образцов был также исследован методами спектроскопии КР и рентгеновской дифракции на нескольких участках – на произвольных внешних поверхностях массивной разности шунгита (МАТ), на его срезе в 1 мм ниже ЗСК (СРЕЗ), и непосредственно на самой пленке ЗСК. Спектры КР разности МАТ (рис. 3 А), оказались типичными для аморфного углерода и его разупорядоченных модификаций типа стеклоуглерода со смешанным типом гибридизации, а именно с линиями первого порядка D (1331 $см^{-1}$), G (1598 $см^{-1}$) и второго порядка 2D (2700 $см^{-1}$) [5]. Вместе с тем, в спектрах, снятых непосредственно в бороздах скольжения устойчиво наблюдалось появление с низкочастотной стороны пика

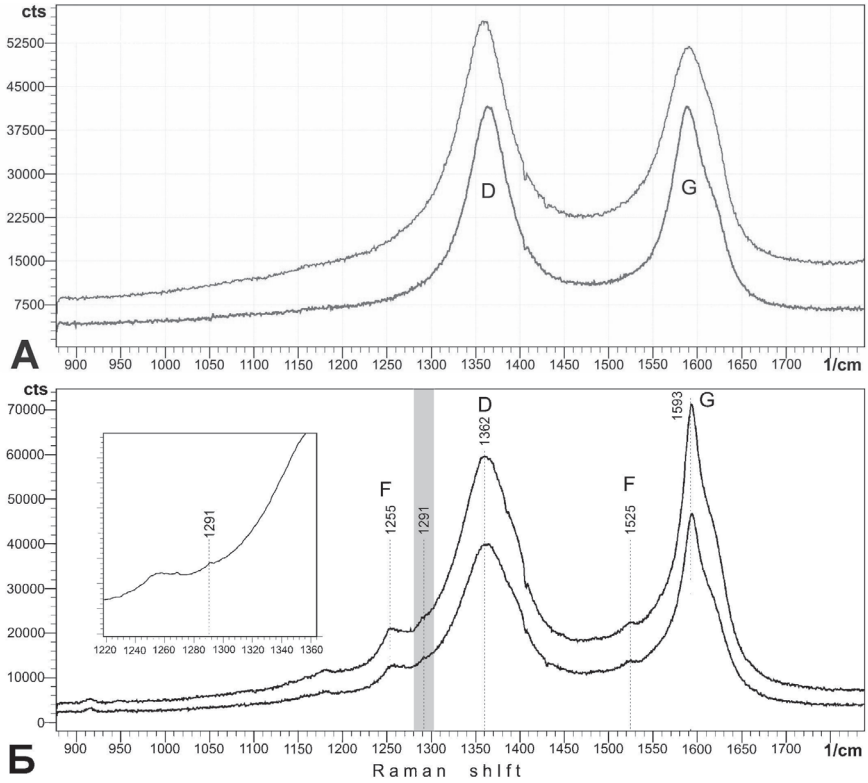


Рис. 3. Спектры КР углерода в разности МАТ (А) и в бороздах ЗСК (Б). Серым фоном отмечена полоса наноалмаза

D дополнительной моды 1291 см$^{-1}$ (рис. 3 Б), что интерпретируется как проявление спектральной линии нанокристаллического алмаза. Относительно кристаллического алмаза на основе ^{12}C, с характерной спектральной полосой 1332 см$^{-1}$, наблюдаемая линия смещена в область меньших частот на 41 см$^{-1}$. Подобное смещение в наноалмазных кластерах встречается регулярно и может быть вызвано комплексом причин, включая эффекты наноразмерности агрегатов, фрикционного термического воздействия, увеличения доли ^{13}C при сдвиге, что детально обсуждается нами в отдельной публикации [6]. Дополнительное использование рентгеновской микродифракции при анализе матриц СРЕЗ и ЗСК подтвердило отмеченные выше тенденции изменения их составов и структуры относительно исходной разности МАТ. Это выражается, прежде всего, в нарастающим проявлении планарных кристаллических фаз графита с доминированием дифракционной линии 002 при приближении к зоне подвижки.

Обращаясь к генетическим условиям формирования алмазов, детальный обзор которых представлен в публикации [7], важно отметить необычайно широкий спектр выявленных обстановок и механизмов их генезиса, зафиксированный в *P–T*-координатах фазовой диаграммы углерода (рис. 4). Касаясь оценки положения в этой системе координат рассматриваемых апошунгитовых наноалмазных кластеров, на наш взгляд, следует учитывать следующие обстоятельства. Недавно опубликованный экспериментальный результат получения нанокристаллического алмаза из карельского шунгита на многопуансонном прессе при гидростатической нагрузке в 15 ГПа и температуре около 1600 °С [8] отсылает нас к сценарию формирования природных алмазов при погружении шунгитового материала в глубокую кору и мантию. Однако, с учетом вышеупомянутых оценочных параметров метаморфизма шунгита этот вариант можно исключить из рассмотрения. Более подходящей представляется ситуация, связанная с явно динамическим преобразованием шунгита не на больших глубинах, а в верхней коре, в фоновых условиях, не превышающих уровень зеленосланцевой фации метаморфизма. Ближе всего этому соответствует сценарий, реализованный на ротационной экспериментальной установке при радикально низких параметрах гидростатической нагрузки в 0.4 и 0.7 ГПа [9] и при интенсивном пластическом сдвиге графита, в результате чего были получены полиморфы гексагонального и нанокри-

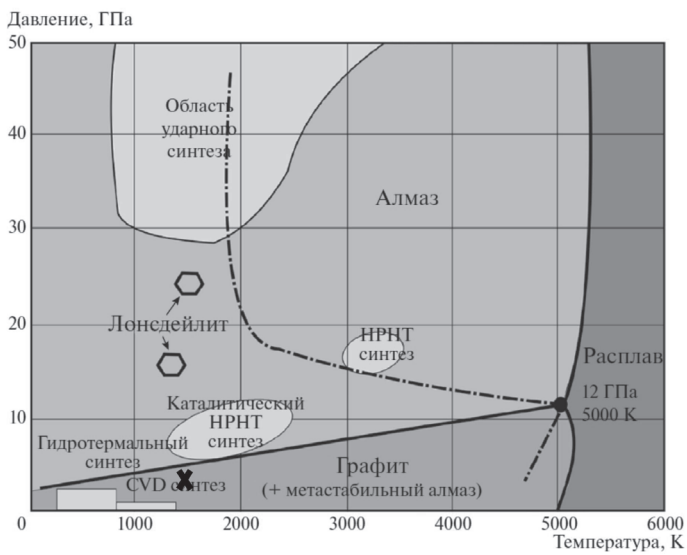


Рис. 4. Фазовая диаграмма углерода в *P–T*-координатах [7] и положение на ней нанокластеров алмаза и графита из ЗСК по шунгиту (черный индекс)

сталлического кубического алмаза, соответственно. Исходя из этого, и с учетом специфики преобразований при высокоскоростной динамической подвижке, где, судя по оценкам остаточных напряжений в нанокристаллах кварца сейсмогенных тектонитов, давление могло достигать 3 ГПа [1], а температура фрикционного разогрева углеродного материала в зоне сместителя находилась в диапазоне 1450–1650 °С [4], приблизительно определяется положение описываемых алмазных нанокристаллитов в *P–T*-координатах фазовой диаграммы углерода (рис. 4). Видно, что в нашем случае алмазы попадают в область метастабильного роста совместно с графитом, подтверждая тем самым ранее предсказанную возможность его формирования ниже границы фазового равновесия графит–алмаз [7].

Исходя из всего вышеизложенного, можно условно предположить трехстадийную схему эволюции углеродного вещества в ЗСК: 1) в начале процесса, на стадии компрессии, происходит упорядочивание аморфного углерода с увеличением доли sp^2 графитовых кластеров; 2) на стадии декомпрессии, при сбросе механических напряжений, происходило формирование трещин скола, вблизи которых происходила деформация sp^2 кластеров и образование фулереноподобных доменов с высокой долей sp^3 гибридизации; 3) дальнейшее упорядочивание возникшей структуры приводило к формированию в некоторых микросколах, или их фрагментах, участков, обогащенных нанокристаллическим алмазом. Этот сценарий, на наш взгляд, подтверждает и хорошо иллюстрирует идею о возможном использовании природоподобных технологий для создания важных для индустрии наноалмазных материалов.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, ГИН РАН.

Литература

1. *Морозов Ю.А., Смульская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А.* Структурно-вещественные записи палеоземлетрясений в терригенных породах: анализ и интерпретация // Физика Земли. 2018. № 1. С. 3–25.

2. *Морозов Ю.А., Матвеев М.А., Смульская А.И., Ларьков А.С.* Тектонические зеркала скольжения и глинки трения как маркеры механической неустойчивости в разломных зонах различных уровней глубинности // Геофизические исследования. 2024. Т. 25. № 4. С. 5–36.

3. *Матвеев М.А., Смульская А.И., Морозов Ю.А.* Особенности фрикционного плавления пород и кристаллизации расплава в ходе сейсмического процесса (на примере псевдотахилитов Приладожья) // Физика Земли. 2022. № 6. С. 134–161.

4. *Котельников А.Р., Ахмеджанова Г.М., Сук Н.И. и др.* Изучение шунгитового вещества и составы поверхностных вод шунгитовых месторождений

Заонежья // Шунгитовые породы Карелии: геология, строение, инновационные материалы и технологии «Шунгит-2020–2021». Материалы конференции с международным участием 29 июня – 1 июля 2021 г., г. Петрозаводск. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2021. С. 33–36.

5. *Морозов Ю.А., Букалов С.С., Лейтес Л.А.* Механохимические преобразования шунгита в зоне динамической подвижки // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 2. С. 5–18.

6. *Морозов Ю.А., Аронин А.С., Баркалов О.И. и др.* Первые свидетельства формирования наноалмазных кластеров в шунгите в связи с сейсмогенной динамической подвижкой // Доклады академии наук. Науки о Земле. 2025. Т. 523. №1 (в печати).

7. *Каминский Ф.В., Воропаев С.А.* Современные представления о генезисе алмаза // Геохимия. 2021. Т. 66. № 11. С. 993–1007.

8. *Афанасьев В.П., Литасов К.Д., Горяйнов С.В., Ковалевский В.В.* КР спектроскопический анализ нанополикристаллического алмаза, полученного из шунгита при 15 ГПа и 1600 °С // Письма в ЖЭТФ. 2020. Т. 111, Вып. 4. С. 230–236.

9. *Gao Y., Ma Y., An Q. et al.* Shear driven formation of nano-diamonds at subgigapascals and 300 K // Carbon. 2019. V. 146. P. 364–368.

Д.С. Мягков[1], Ю.Л. Ребецкий[1]

Модель формирования напряжённого состояния верхней коры Горного Крыма и окружающих областей под воздействием региональных тектонических сил

Рассматривается проблема изучения особенностей напряжённо-деформированного состояния (НДС) земной коры Крымского региона. Данный регион, является сейсмоактивным, при этом для него получена тектонофизическая реконструкция напряжённого состояния, что придаёт задаче геодинамического моделирования особую актуальность, позволяя верифицировать полученные результаты и уточнить строение НДС, а также определить геодинамический источник нагружения коры. В работе рассматривается нагружение за счёт воздействия регионального тектонического субмеридионального горизонтального сжатия, рассматриваются «классические» варианты ориентации оси максимального горизонталь-

[1] Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

ного сжатия – северо-западная и северо-восточная (и промежуточный вариант с меридиональной ориентацией).

Моделирование проводилось по численной методике, разработанной Уилкинсом [3] для исследования упругопластических тел [4] и усовершенствованной Ю.П. Стефановым [2] для применения в геомеханике. Тела модели являются упруго-пластическими, задача решается в двумерной постановке. Особенности данного подхода следующие: применяется явная конечно-разностная схема, причём уравнения движения записываются в динамической форме с сохранением инерционного члена как для реальных динамических задач. Каждое воздействие на систему рассматривается в качестве переходного процесса, для которого вводится эффективное «искусственное» время, обычно пропорциональное времени пробега *p*-волны через всю модель. В алгоритм вводятся искусственные вязкости, которые подбираются индивидуально для каждой задачи таким образом, чтобы по проистечению эффективного промежутка времени упругие волны, вызванные воздействием, затухли. Таким образом моделируются квазистатичные процессы. Более подробно методика моделирования и процесс создания цифровой сейсмо-плотностной и геомеханической модели по данной методике описан в работе [1].

Таблица 1

Геомеханические параметры основной части модели

Параметры вмещающих пород					
ρ г/см^3	v_p, км/с	ν	Y КБар	α	V_dil
2.7	6.7	0.25	0.25	0.05	0.0

Этапы моделирования в целом совпадают с таковыми для представленных ранее моделей. Изначально задаётся гравитационная нагрузка, далее происходит снижение когезии в разломных зона от 25 МПа до 1–3 МПа. Параметры модели и начальные условия соответствуют таковым для задачи в плане. Параметры модели: ρ = 2.7 г/см^3, v_p = 6.7 км/с, ν = 0.25, α = 0.05, Y = 0.25 КБар, V_dil = 0.00. Так как тип напряжённого состояния – плоская деформация, то уровень по глубине можно задать в виде вертикальной компоненты нормального напряжения. Примем: H = 5 км, σ = –1.31666 КБар, σ_{zz} = –1.35 КБар, σ_h = –1.23 КБар. Девиатор вертикальных напряжений d_{zz} = 0.08 КБар. Для глубины 10 км: H = 10 км, σ = –2.54 КБар, σ_{zz} = –2.7 КБар, σ_h = –2.46 КБар. При этом девиатор вертикальных напряжений d_{zz} будет равен 0.16 кбар.

Основная нагрузка будет задана в виде значения σ_{yy} и σ_{xy}. Последнее значение будет определять ориентацию σ_H, при σ_{xy} = 0 сжатие будет субмеридионально. Положим H = 5 км. Далее будет представлено 3 модели,

с СЗ, С и СВ ориентацией максимального горизонтального сжатия. Положим $\sigma_{yy} = 137$ МПа. В модели с СЗ сжатием зададим $\sigma_{xy} = 7$ МПа. В модели с С сжатием $\sigma_{xy} = 0$ МПа и в модели с СВ сжатием зададим $\sigma_{xy} = -5$ МПа. Во всех 3 случаях величина σ_{yy} превышает σ_{zz}, поэтому региональный тип напряжённого состояния – горизонтальное сжатие.

Для меридионального сжатия полученное поле давления дано на рис. 1 снизу. Представлен общий вид поля давления для модели, можно выделить следующие закономерности: при субмеридиональном сжатии наиболее существенные подвижки реализуются по разломам северо-западного и северо-восточного простирания. Концентратор напряжений, в соот-

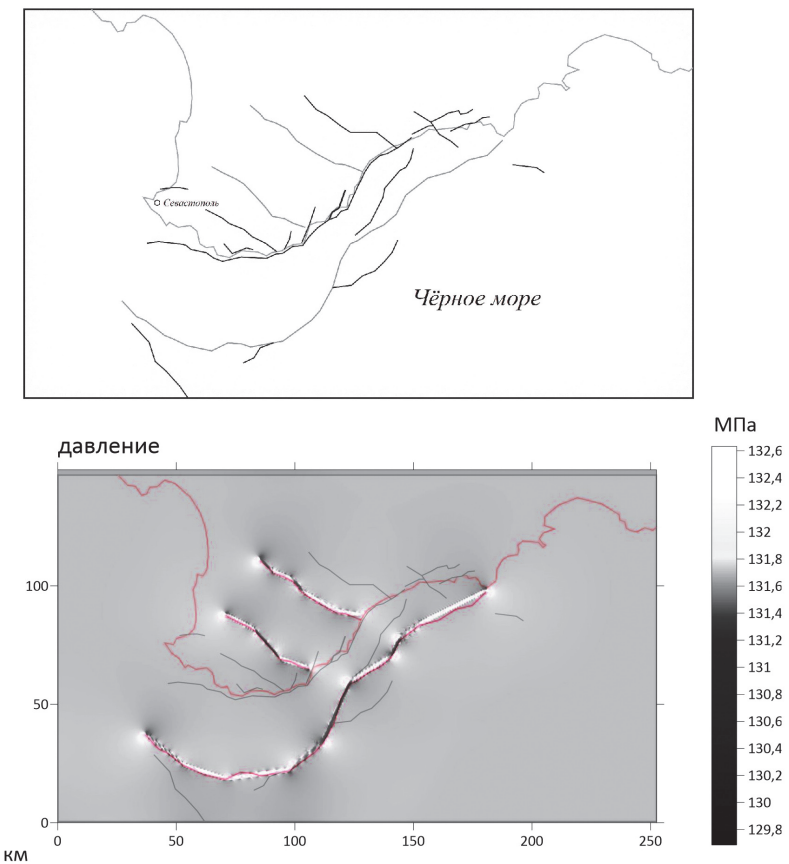


Рис. 1. Сверху: генерализованная схема разломов с выделенными серым разломами, непосредственно участвующими в численном расчёте. Светло серым показана береговая линия. Снизу: напряжённое состояние – давление для глубины 5 км (модель меридионального сжатия)

ветствии с представлениями механики, находится на концевых участках разломов, а также на контрастных изгибах разломов. Можно выделить области с амплитудными аномалиями близ побережья Крыма в районе городов Ялты и Алушты, где концевые аномалии близлежащих крупных разломов накладываются на аномалии от крупных разломов северо-восточного простирания, параллельных побережью. В частности, особо контрастная аномалия в виде зоны повышенного давления формируется в районе Ялтинского залива.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В., Мягков Д.С., Ермаков В.А.* О генезисе напряжений в коре островной дуги по результатам численного моделирования // Вестник КРАУНЦ. 2018. № 3. С. 54–73.

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 ВИНИТИ. сер. мех. деф. тв. тела. 1983. Т. 15. С. 817–821.

Д.С. Мягков[1], Т.Ю. Тверитинова[1,2]

Исследование напряжённо-деформированного состояния Горного Крыма в районе вулканического массива Карадаг по результатам тектонофизических реконструкций полевых данных и методом численного моделирования

В данном исследовании рассматривается вопрос о напряжённом состоянии верхней коры в Карадагском массиве, включающим в себя Карадагский палеовулкан среднеюрского возраста и довулканические нижне-среднеюрские (таврическая серия или ее аналоги) и поствулканические средне-верхнеюрские (копсельская и судакская свиты) осадочные ком-

[1] Институт физики Земли РАН, Москва, Россия
[2] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

плексы пород. Базой для построения тектонофизической реконструкции напряжённого состояния массива методом катакластического анализа Ю.Л. Ребецкого (МКА) являются данные замеров трещиноватости и зеркал скольжения, полученные сотрудниками ИФЗ РАН в ходе полевых работ 2025 г. Для геодинамической интерпретации полученных результатов был применён метод численного моделирования и построена геодинамическая модель нагружения коры при внедрении магматических пород при формировании палеовулкана.

Карадагский вулканический палеовулкан в современной структуре включает массив г. Святая и Малый Карадаг, а также Берегового хребта, в пределах которого выделяются центральная (хр. Хоба-Тепе) и две краевые (хр. Кара-Агач на юго-западе и хр. Магнитный на северо-востоке) зоны [4, 5].

Результаты построения палеострессс-состояний методом МКА показаны на рис. 1. Основной доминантой является сдвиговый тип напряжённого состояния и тип «горизонтальное растяжение со сдвигом».

В районе г. Святая и Малый Карадаг (северная часть Карадагского массива) получено растяжение со сдвигом, переходящее в чисто сдвиговое состояние в северном направлении.

По вулканическим комплексам Берегового хребта типы напряженного состояния различны. В северо-восточной части (хр. Магнитный) получено растяжение со сдвигом, отдельные стресс-состояния – сдвиг и растяжение. В юго-западной части (хр. Кара-Агач) получены стресс-состояния взрезового типа и типа горизонтальное растяжение на юго-восточном склоне и сдвигового типа и типа «горизонтальное сжатие со сдвигом» на северо-западном.

В северном обрамлении вулканического массива замеры были сделаны в поствулканических осадочных комплексах судакской свиты. В верхнеюрских породах г. Сюрю-Кая, расположенной к северу от Малого Карадага, получено горизонтальное растяжение, что может свидетельствовать о снижении степени влияния магматического тела при удалении от центра палеовулкана. В обрамляющем вулканический массив с северо-запада хр. Беш-Таш (гора Зуб): получены состояния сдвигового типа и «горизонтальное сжатие со сдвигом».

Нами была создана численная геодинамическая модель формирования напряжённого состояния при внедрении магматических тел, составивших совокупное тело палеовулкана. Магматический расплав, проникая по каналам и подводящим разломам должен иметь минимальный уровень давления, превышающий величину минимального нормального горизонтального напряжения При выполнения 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 дав-

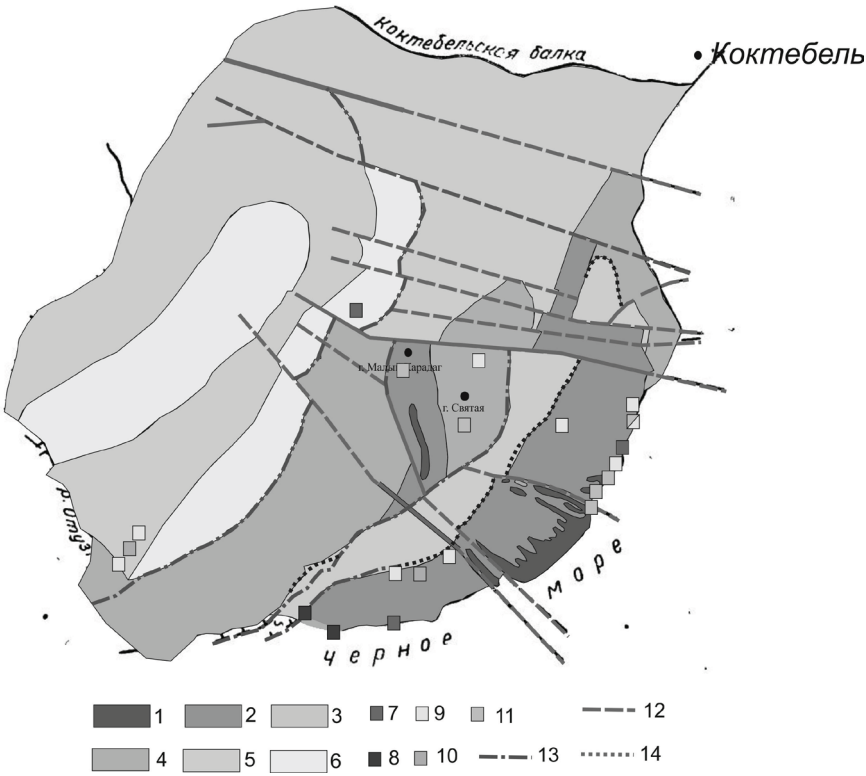


Рис. 1. Структурная схема Карадага и прилегающих территорий по данным [4, 5] (с изменениями), с нанесёнными на схему стресс-состояниями.
1–3 – карадагский вулканический комплекс: *1* – субвулканические и интрузивные породы; *2, 3* – карадагская свита: *2* – вулканогенные образования основного и среднего состава; *3* – трассы и оксикератофиры; *4* – флишевые толщи таврической серии и ее аналогов; *5* – песчано-глинистая толща средней юры; *6* – карбонатная толща верхней юры; *7–11* – стресс-состояния различных типов: *7* – горизонтальное растяжение; *8* – взрезового типа; *9* – горизонтальный сдвиг; *10* –горизонтальное сжатие со сдвигом; *11* – горизонтальное растяжение со сдвигом; *12* – сбросы; *13* – взбросы и надвиги; *14* – стратиграфические несогласия

лением 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 литостатическое давление) способно сформировать транскоровую систему интрузий и субвулканов, достигающее поверхности с последующим вулканизмом. Величина давления в расплаве в этом случае в приповерхностной зоне может достигать первых десятков МПа.

Для численного расчёта применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел [3] и усовершенствованная Стефановым [2] для применения в геомеханике. Тела модели рассматриваются как упругопластические. В отличие от классического подхода Уилкинса, в данном подходе берётся более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского [2] Модели на рис. 1 состоят из идентичных ячеек размером 100×100 м, общее количество ячеек составляет 300 000–600 000. Тела модели рассматривались как упрочняющиеся упруго-пластичные с законом пластического течения Друкера–Прагера–Николаевского для коры. Для коровой части помимо параметров, указанных в табл. 1, введен параметр «коэффициент дилатансии», равный 0.3.

Результаты моделирования показали, что при формировании магматического тела такого размера (первые км в поперечном масштабе) режим горизонтального сжатия формируется в основном только в области непосредственного контакта с магматическим телом, на первых км доминирует обстановка горизонтального сдвига, т.к. дополнительное сжатие, связанное с внедрением магматического тела, превышает минимальное горизонтальное сжатие в среде, но не вертикальное сжатие. Далее получена обстановка горизонтального растяжения, где аномалия нормального напряжения существует, но её недостаточно для изменения изначального типа напряжённого состояния, связанного с действием литостатических сил.

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. *Лебединский В.И., Макаров Н.М.* Вулканизм Горного Крыма. Киев: Издательство АН СССР, 1962. 208 с.

5. *Довгаль Ю.М., Радзивил В.Я., Токовенко В.С. и др.* / Отв. ред. Науменко В. В. Вулканы Карадага. АН УССР. Ин-т геол. наук. Киев: Наук. думка, 1991. 104 с.

А.М. Никишин[1], К.Ф. Алёшина[1], О.А. Хлебникова[1], В.Ю. Татаринов[2], А.Г. Пилицын[2], Х. Посаментиер[3], Дж. Р. Фоулджер[4], В.Е. Вержбицкий[5], А.А. Крылов[6], Е.А. Родина[1]

Новая модель строения области перехода от хребта Гаккеля до шельфа моря Лаптевых (Арктический океан)

Район континентального склона между шельфом моря Лаптевых и Евразийским бассейном является одним из самых уникальных в мире. Здесь наблюдается переход от спредингового хребта Гаккеля (Садко) в континентальную рифтовую систему моря Лаптевых. Здесь также находятся четвертичные дельтовые системы и дистальные части рек Лена, Яна и Оленек. Даная работа основана на интерпретации сейсмических профилей [1 и др.] и данных новой батиметрии, полученных в 2022 и 2024 годах. Батиметрические данные и их первая интерпретация были опубликованы [2–4, 6, 7]. В работе мы используем оригинальную цифровую модель батиметрии, представленную МПР РФ и агентством Роснедра. Мы также используем все доступные геологические и геофизические данные и данные о сейсмичности [5].

Здесь мы кратко сформулируем некоторые основные выводы.

1. Для района континентального склона и его подножья получены детальные батиметрические данные (рис. 1). Район континентального

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

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

[3] Посаментьер Геоссаенс, Калифорния, США

[4] Университет Дарема, Департамент наук о Земле, Дарем, Великобритания

[5] ПАО НК «Роснефть», Москва, Россия

[6] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

склона в основном сложен дистальными частями дельт рек Лена, Яна и Оленек суммарной толщиной более 3–4 км.

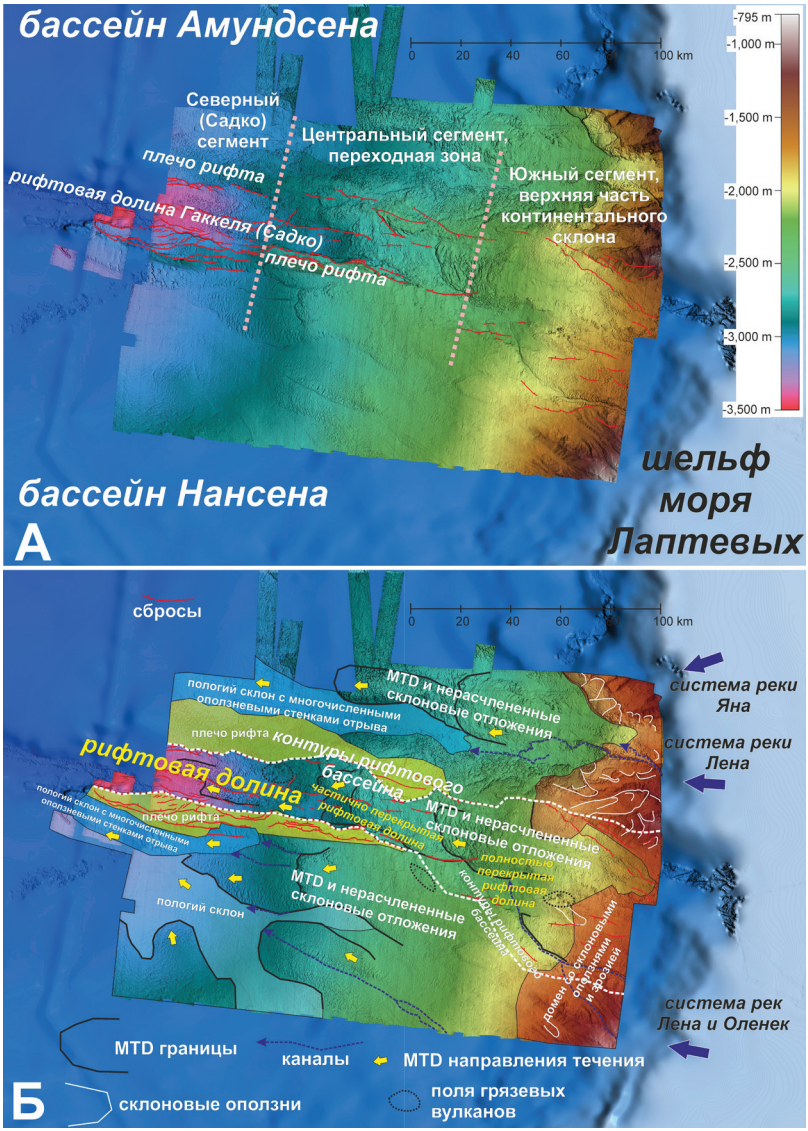


Рис. 1. Батиметрическая карта района континентального склона Евразийского бассейна возле шельфа моря Лаптевых [4, 6, 7] (А) и интерпретация основных процессов и типов современных отложений (Б)

2. В осадочном комплексе преобладают отложения типа масс-транспорт (Mass Transport Deposits, MTD). В MTD хорошо выделяется минимум три домена (зоны): (1) зона (домен) стены отрыва, переходящая на глубине в детачмент (Headwall detachment scarp domain); (2) домен скольжения (Translation domain); (3) домен фронтальной зоны сжатия (Toe domain). Для MTD для их краев типичны латеральные уступы вдоль зон сдвига, переходящие на глубине в детачменты (Lateral detachment scarp). На континентальном склоне выделяется несколько генераций MTD. Для MTD выделено несколько типов фаций.

3. В районе континентального склона выделены осадочные системы с глубоководными каналами с меандрами и комплексами типа леви (leveed channels) до турбидитовых фронтальных конусов выноса (frontal splay). Выделяется минимум три типа каналов: каналы с меандрами, выпрямленные каналы без меандр и линейные каналы типа борозд (grooves).

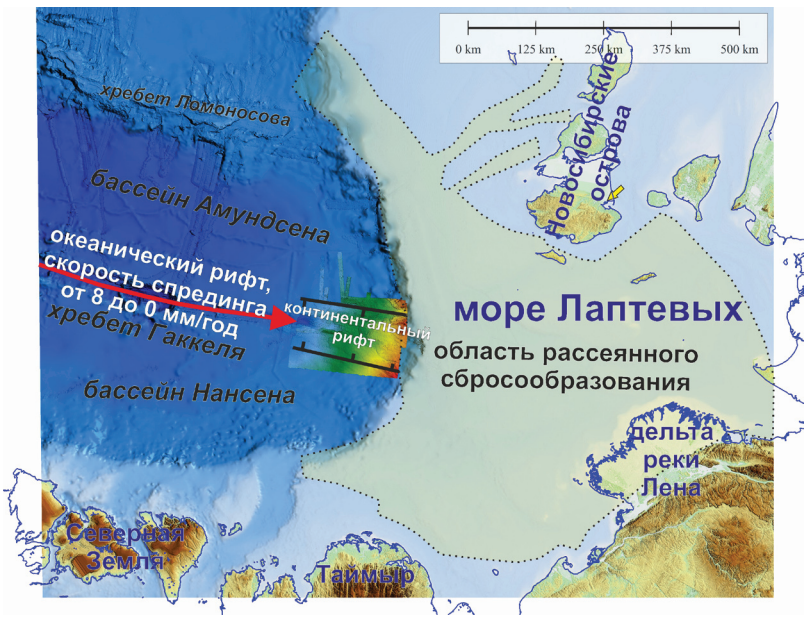


Рис. 2. Модель перехода от океанического спрединга хребта Гаккеля к шельфу моря Лаптевых. Выделяется три основных зоны: (1) зона океанического спрединга с уменьшение скорости спрединга до нуля; (2) зона концентрированного континентального рифтинга в районе континентального склона; (3) зона рассеянного сбрасообразования в области шельфа шириной около 500 км. Данные три зоны четко выделяются по сейсмичности. Поперечные сдвиги или трансформные разломы в данном масштабе не выделяются

4. У подножья континентального склона рифтовая долина хребта Гаккеля (Садко) доходит до континентального склона. В зоне перехода наблюдается три сегмента в сторону моря Лаптевых: (1) хорошо выраженный океанический рифт; (2) рифтовая долина, частично заполненная комплексами типа MTD; (3) полностью перекрытая осадками рифтовая долина, при этом некоторые молодые сбросы секут комплексы типа MTD. Для первого сегмента характерна океаническая кора, для второго – кора переходного или континентального типа, а для третьего – континентальная кора.

5. Анализ сейсмических профилей, геофизических полей, батиметрии и данных по сейсмичности позволяет выделить три зоны (сегмента) в области перехода от хребта Гаккеля до шельфа моря Лаптевых. (1) Океанический рифт Гаккеля (Садко) со скоростью спрединга от 8 до 0 мм/год. (2) Континентальный рифт в районе континентального склона. (3) Широкая область рассеянной сейсмичности и сбрососообразования в районе шельфа (рис. 2).

6. Анализ сейсмических профилей и данных по сейсмичности показывает, что в зоне перехода от океанического рифта к шельфу моря Лаптевых нет поперечных сдвиговых зон и трансформных разломов (нет данных о наличие Хатангско-Ломоносовского сдвига). Вместо этого на севере шельфа моря Лаптевых имеется поперечная простиранию полосы хребта Гаккеля структура типа pull-apart (бассейн Лаптева–Гаккель) [1, 5, 8].

7. Для зоны перехода характерны погребенные палеоценовые вулканы и интрузии.

8. Новые данные в целом согласуются с традиционной моделью истории формирования Евразийского бассейна. В палеоцене (до 56 млн лет) был континентальный рифтинг. Первая фаза раскрытия Евразийского бассейна с «нормальным» спредингом была около 56–45 млн лет. Затем начался ультрамедленный спрединг.

9. При-Лаптевоморский сегмент Евразийского бассейна отличается от основной части Евразийского бассейна. Здесь остается много дискуссионных вопросов о строении коры и хронологии событий.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ (грант 24-17-00020).

Литература

1. *Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А., Вержбицкий В.Е., Татаринов 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. *Каминский Д.В., Покровский Б.Г., Петров О.В., Киль А.О., Семенов П.Б., Окина О.И., Логвина Е.А., Каминский В.Д., Дубенский А.С., Дегтярев К.Е., Буякайте М.И., Неевин И.А., Крылов А.А., Чамов Н.П., Толмачева Т.Ю.* Первая находка аутигенных карбонатов на прилаптевоморском фланге хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 219–224. doi: 10.31857/S2686739723601102

3. *Каминский Д.В., Крылов А.А., Татаринов В.Ю., Пилицын А.Г., Рогова И.В., Аксёнов А.О., Семенов П.Б., Киль А.О., Лодочникова А.С., Шатрова Е.В., Логвина Е.А*. Первые результаты исследований области сочленения хребта Гаккеля с шельфом моря Лаптевых в экспедиции Арктика-2024 // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. № 11. С. 166–175.

4. *Каминский Д.В., Чамов Н.П., Жилин Д.М., Крылов А.А., Неевин И.А., Буякайте М.И., Дегтярев К.Е., Дубенский А.С., Каминский В.Д., Логвина Е.А., Окина О.И., Семенова П.Б., Киль А.О., Покровский Б.Г., Толмачева Т.Ю*. Новые данные о строении Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 6. С. 634–647. doi: 10.31857/S0024497X24060028

5. *Крылов А.А., Лобковский Л.И., Ковачев С.А., Баранов Б.В., Рукавишникова Д.Д., Цуканов Н.В., Дозорова К.А., Семилетов И.П.* Геодинамические режимы в Лартевоморском регионе согласно новейшим сейсмогеологическим данным // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 2. С. 224–230. DOI: 10.31857/S2686739723601783

6. *Зинченко А.Г., Егоров С.В., Фирсов Ю.Г., Иванов М.В., Колосков Е.Н.* Новые данные о рельефе прилаптевоморского сектора континентального склона Евразийского бассейна (по результатам батиметрических съемок 2022 и 2024 гг.) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. №. 11. С. 146–157.

7. *Никишин А.М., Хлебникова О.А., Татаринов В.Ю., Пилицын А.Г., Алешина К.Ф.* Зона сочленения хребта Гаккеля и шельфа моря Лаптевых по данным батиметрии и сейсморазведки // Геология морей и океанов: Материалы XXVI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии, ИО РАН Москва. 2025. Т. 1. С. 176–179.

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

А.С. Новикова[1], Т.В. Романюк[2]

«Геохронологический образ» кристаллиникума герцинского фундамента центральной части Большого Кавказа по результатам U-Pb датирования циркона

В строении Большого Кавказа (БК) выделяют тектонические зоны Главного и Передового хребтов, а также Бечасынскую зону, в пределах которых экспонирован герцинский фундамент этого современного горного сооружения. В геологическом строении герцинского фундамента в пределах этих структурных элементов БК участвуют, в основном, неравномерно метаморфизованные разнородные среднепалеозойские комплексы, а также (по-видимому, в заметно меньшей степени) позднедокембрийские и раннепалеозойские комплексы [1, 2, 4, 8–11]. Это разнородные осадочные и метасадочные образования, вулканогенно-осадочные и метавулканогенно-осадочные образования надсубдукционной природы, гранитоиды разных вещественных типов, а также породы базит-ультрабазитового состава, принадлежность которых к офиолитам во многих случаях не вызывает сомнения.

Мы собрали надежные U-Pb датировки по циркону из магматических и метаморфических пород, слагающих многочисленные кристаллические комплексы в выступах фундамента БК [2, 3, 7, 13–17 и др.]. Таких датировок оказалось около шести десятков. Прямые датировки кристаллиникума дополнены результатами массового U-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона (**dZr**) из обломочных пород, участвующих в строении выступов фундамента БК.

К настоящему времени уже получены пилотные результаты U-Pb изотопного датирования **dZr** из обломочных пород фундамента БК. Это статистически (количественно) и методически представительные результаты датирования **dZr** из (1) красноцветных песчаников типового разреза нижнепермской аксаутской свиты, представляющей собой элемент строения герцинской молассы [12], (2) кварцевых песчаников раннеордовикской урлешской свиты [8], а также (3) метатуфопесчаников докембрийских шиджатмазской и долинонарзанной свит] [10] (всего 727 датировок). Эти материалы дополнены разрозненными результатами исследований [5, 6, 18] по комплексам фундамента, обнаженным в зоне Главного и Передового Хребтов (всего 105 датировок), а также донеопротерозойскими да-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

тировками единичных зерен циркона или древних ядер в зернах циркона из кристаллических комплексов разных выступов фундамента БК. Среди **dZr** могут быть как **dZr** из кристаллических комплексов герцинского фундамента, представленых на современном эрозионном срезе, так и **dZr** из кристаллических комплексов, которые в настоящее время не экспонированы на эрозионном срезе или полностью исчезли в ходе эволюции (эродированы, метаморфически переработаны и т.п.).

Собранные вместе – материалы массового датирования **dZr** и сводка прямых датировок кристаллиникума БК – дают возможность сформировать «геохронологический образ» фундамента БК и охарактеризовать совокупность временных интервалов, к которым приурочены проявления магматической активности и метаморфических преобразований в герцинских и догерцинских комплексах, слагающих выступы фундамента в центральной части БК (рис. 1).

Главные параметры «геохронологического образа» герцинского фундамента БК.

1. Породы выступов фундамента БК сохранили свидетельства различных эпизодов магматизма и метаморфизма, которые были проявлены в интервале 280–740 млн лет.

2. Основу детритового «геохронологического образа» составляют данные по Бечасынской зоне (красная линия на рис. 1б). Однако добавление данных по различным другим регионам БК (область с серой заливкой на рис. 1б) фактически не изменило характер распределения возрастов. Это свидетельствует о том, что полученный детритовый «геохронологический образ» можно в первом приближении рассматривать как совокупную геохронологическую характеристику комплексов фундамента всего центрального БК.

3. Сводка прямых датировок демонстрирует, что кристаллические комплексы с возрастами древнее 620 млн лет не представлены на современном эрозионном срезе БК. При этом детритовый циркон с возрастом ~(600–680) млн лет весьма многочислен в породах верхнедокембрийских шиджатмазской и долинонарзанной свит. То есть, следы тектономагматических событий с возрастом ~(600–680) млн лет сохранены только либо в виде проявлений метаморфизма, либо в виде детрита, либо в виде древних ядер **dZr**, характеризующих протолит.

4. Датировки гранитоидов, широко представленных в строении выступов фундамента БК, образуют две возрастные группы, попадающие в интервалы ~(280–430) и ~(480–580) млн лет. Этим группам соответствуют яркие пики на кривой плотности вероятности (*КПВ*), характеризующей распределение датировок **dZr** в породах аксаутский свиты, а возрастной интервал ~(480–580) млн лет ярко выражен на *КПВ*, характеризующей распределение датировок **dZr** в породах урлешской свиты. Т.е. в палеострук-

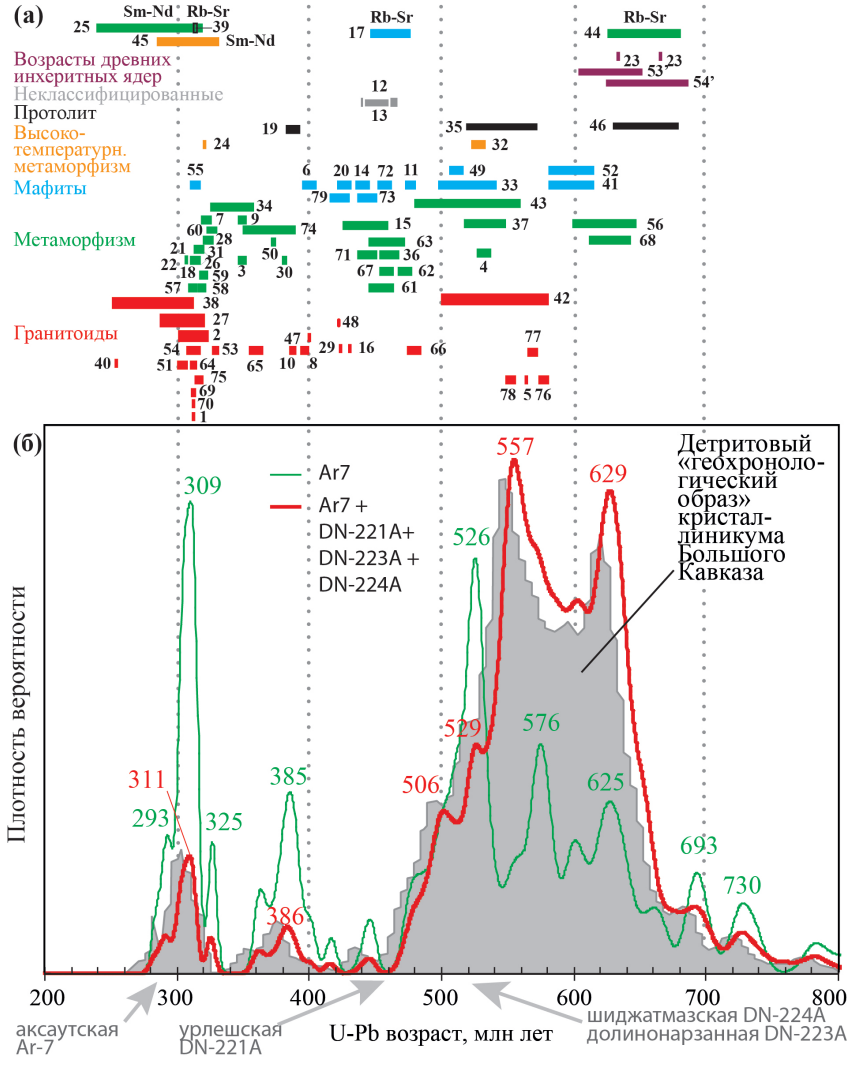


Рис. 1. «Геохронологический образ» герцинского фундамента центральной части Большого Кавказа по результатам U-Pb датирования циркона. (а) Сводка датировок проявлений магматизма и метаморфизма в разнообразных породах кристаллических комплексов. Добавлены редкие Rb-Sr определения возраста, а также Sm-Nd модельного возраста по породе, которые обычно трактуются как метки протолита. (б) КПВ датировок моложе 800 млн лет dZr из аксаутской (AR-7), урлешской (DN-221A), шиджатмазской (DN-223A) и долиннонарзанной (DN-224A) свит; область с серой заливкой – детритовый «геохронологический образ». Серые стрелки маркируют седиментационный возраст свит

турах, реликты которых слагают фундамент БК, в означенные возрастные интервалы был интенсивно проявлен гранитоидный магматизм.

5. Среди кристаллических пород фундамента БК широко распространены мафиты с возрастом ~(400–620) млн лет, однако **dZr** с таким возрастом представлен лишь единичными зернами. Это связано с тем, что для меланократовых пород акцессорный циркон содержится лишь в минимальном количестве (не типичный минерал).

6. Нижнепермская красноцветная аксаутская свита – это моласса герцинского орогена, реликты которого представлены в строении фундамента БК. Она сложена продуктами размыва как самих герцинид, так и вовлеченных в строение герцинского орогена догерцинских коровых блоков. В связи с этим, на *КПВ* возрастов **dZr** из песчаников аксаутской свиты (проба AR-7 – зеленая кривая на рис. 1б) запечатлена как древняя (догерцинская), так и собственно герцинская часть сводного «геохронологического образа» фундамента БК. Сопоставление распределения датировок пород кристаллиникума БК с *КПВ* возрастов **dZr** из песчаников аксаутской свиты показывает идеальное совпадение. Это свидетельствует о том, что для песчаников аксаутской свиты прямым источником циркона с возрастом моложе 460 млн лет были кристаллические комплексы герцинского фундамента БК. Так, самый яркий пик 309 млн лет соответствует возрасту гранитоидов Малкинского (300–320 млн лет) [14], Даховского (311 млн лет) [9], Тырныаузского (302 млн лет) [15] массивов. Наиболее вероятно, что эти и одновозрастные гранитные массивы были источниками и основными поставщиками **dZr** с возрастом около 309 млн лет в песчаники аксаутской свиты. Близкие возрасты зафиксированы в метаморфитах многих других кристаллических комплексов БК. Эти метамофрические породы также могли быть источниками (возможно второстепенными) **dZr** такого возраста для песчаников аксаутской свиты. Хорошее перекрытие древних частей *КПВ* возрастов **dZr** из песчаников аксаутской, урлешской, шиджатмазской и долинонарзанной свит, свидетельствует о том, что в песчаники аксаутской свиты **dZr** древнее 460 млн лет могли попасть за счет перемыва пород, слагающих более древние урлешскую, шиджатмазскую и долинонарзанную свиты.

Исследования выполнены в соответствии с планами по темам Гос. заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН, при финансовой поддержке гранта РНФ (№25-17-00301).

Литература

1. *Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.Н.* и др. Геология Большого Кавказа. Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и Альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.

2. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. (Ред. Леонов Ю.Г.). М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

3. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.* Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 460 с.

4. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1968. 760

5. *Герасимов В.Ю., Гаранин В.К., Письменный А.Н., Энна Н.Л.* Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 62–73.

6. *Герасимов В.Ю., Снежко В.А., Мозар Д.* и др. Цирконометрия и термохронология мигматизированных гнейсов Гондарайского метаморфического комплекса Большого Кавказа // Вестн. Моск. ун-та. сер. 4. Геология. 2020. № 4. С. 30–44.

7. *Камзолкин В.А., Латышев А.В., Видяпин Ю.П.* и др. Поздневендские комплексы в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. № 3. С. 42–57.

8. *Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В.* и др. Возраст урлешской свиты (базальный уровень палеозойского разреза северного склона Большого Кавказа) и источники слагающего ее обломочного материала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 521. № 2. С. 167–177.

9. *Кузнецов Н.Б., Бишаев Ю.А., Романюк Т.В.* и др. Граниты Даховского массива (северный склон Большого Кавказа) – возраст, структурное положение, термальная эволюция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025. С. 146–150.

10. *Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В.* и др. Вклад в региональную стратиграфию верхнего докембрия Бечасынской зоны северного склона Большого Кавказа по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2026. № 3.

11. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ. 1963. 378 с.

12. *Новикова А.С.* Изотопные возрасты циркона из красноцветных песчаников нижнепермской аксаутской свиты Большого Кавказа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025. С. 189–192.

13. *Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Рязанцев А.В., Романюк Т.В.* U-Pb изотопный возраст кварцевых диоритов Архызской офиолитовой ассоциации (Передовой хребет, Северный Кавказ) // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 141–144.

14. *Снежко В.А., Снежко В.В., Шарпенок Л.Н.* Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ) // Региональная геология. 2021. № 85. С. 5–20.

15. *Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В. и др.* Позднепалеозойский возраст интрузивных пород массива «трондьемитов» Mo–W месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия): первые результаты U–Pb изотопного датирования циркона (метод LA–ICP–MS) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 116–121. DOI: 10.31857/S2686739721040174.

16. *Сомин М.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Палеозойские породы в инфраструктуре метаморфического фундамента Главного хребта Большого Кавказа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 16–27.

17. *Gamkrelidze I., Shengelia D., Chichinadze G. et. al.* U–Pb LA–ICP–MS dating of zoned zircons from the Greater Caucasus pre-Alpine crystalline basement: Evidence for Cadomian to Late Variscan evolution // Geologica Carpathica. 2020. V. 71. N 3. P. 249–263. DOI: 10.31577/GeolCarp.71.3.4

18. *Somin M.* Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: brief overview // Turkish J. of Earth Sci. 2011. V. 20. P. 545–610. https://doi.org/10.3906/yer-1008-6.

А.С. Новикова[1], И.В. Федюкин[2], Т.В. Романюк[2]

Первые результаты U-PB датирования детритового циркона из песчаников верхнекаменноугольной гремучинской свиты северного склона Большого Кавказа

Герцинский синорогенный молассовый комплекс, распространённый в высокогорной части Большого Кавказа (**БК**) и на его северном склоне, охватывает среднекаменноугольно-пермский стратиграфический диапазон. Средне-верхнекаменноугольная часть этого комплекса представлена толщами разнообломочных преимущественно сероцветных пород с прослоями углистых алевро-аргиллитов и углей. На Аксаутском участке Зеленчук-Тебердинского междуречья верхнекаменноугольная стратиграфическая последовательность расчленена на караджелмасскую и гремучинскую свиты [2, 13], которые на ГГК-200/2 [8] объединены. Выше без

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

признаков несогласия залегает здесь красноцветная аксаутская свита, относимая к низам перми [1].

Гремучинская свита – ритмичное переслаивание конгломератов, гравелитов, сероцветных песчаников и алевролитов, черных высокоуглеродистых алевро-аргиллитов и аргиллитов с линзами углей. На участке наших исследований – на левом борту р. Аксаут (в основании юго-восточного склона горного массива Джелтмес, примерно в 5 км выше устья руч. Кишкек), мощность фрагмента разреза гремучинской свиты ~200 м. Выше с постепенным переходом залегают красноцветные песчаники и алевроарглиллиты с прослоями темных алевро-аргиллитов – нижняя часть разреза аксаутской свиты. Из красных и темно-серых алеро-аргилитов известны единичные находки флористических остатков (*Lebachia piniformis* и *L. hypnoides* [13, стр. 35]). В самих же породах гремучинской свиты ранее был описан палеофлористический комплекс, содержащий преимущественно «…позднестефанские виды – *Sphenophyllum costae*, *Asterotheca densifolia*, *A. cf. platoni, Pecopteris monyi, Callipteridium* sp. 1 (ex. gr. *C.* pteridium), *C. gigas, Linopteris germarii* и *Neuropteris planchardi* и вид, известный только в Стефане С Донецкого бассейна – *Sphenophyllum acythica*, несомненно, является позднестефанским» [13, стр. 37] (по современной стратиграфической терминологии «стефаний С» соответствует гжельскому ярусу ISCh и ОСШ России).

Для изучения обломочного циркона (**dZr**) из верхов разреза гремучинской свиты на левобережье р. Аксаут, в средней части ЮВ склона горного массива Джелтмес (в точке с координатами 43°36’40.5’’С, 41°37’35.45’’) нами отобрана проба Ar-5 серых грубозернистых песчаников. Песчаники сложены в существенной степени не окатанными обломками кварца, полевых шпатов (сдвойникованного среднего и основного плагиоклаза, серицитизированного кислого плагиоклаза и ортоклаза), гранитоидов, кристаллических и хлоритовых сланцев, филлитов, вулканитов, кремней. В акцессорных количествах присутствуют слюды, хлориты, магнетит, циркон. Цемент глинистый, поровый и пленочный. Пестрый состав полевых шпатов, наличие обломков вулканитов и гранитоидов указывает на незрелость песчаного осадка. Присутствие в породе неустойчивых минералов (слюд и хлоритов), а также слабая окатанность обломков свидетельствует о накоплении песчаников вблизи источников материала. По классификации [11] изученные песчаники можно отнести к полевошпат-кварцевым грауваккам и рассматривать как образования первого седиментационного цикла [14]. Компонентный состав таких песчаников в основном предопределен составом материнских пород и соответствует петрогенному граувакковому парагенезу, характерному для толщ терригенных пород, сформированных в краевых прогибах за счет разрушения быстрорастущего орогенного поднятия [12].

Проба AR-5 начальным весом ~2 кг раздроблена до -0.5 мм на щековой дробилке. Измельченный материал промыт на концентрационном столе, просушен, подвергнут магнитной и трех-стадийной (2, 5 и 8 А) электромагнитной сепарации. Немагнитная фракция разделена в бромоформе (~2.95 г/см^3). Из фракции тяжелых минералов вручную с использованием бинокуляра случайным образом выбраны зерна **dZr**, которые были имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы вручную до половины типичного размера зёрен. U-Pb (LA-ICP-MS) датирование **dZr** выполнено в ЦКП ГИН РАН. Описание аппаратуры, технология измерений, приемов, используемых для обработки первичных аналитических результатов, см. в работах [3, 5, 15].

Размер большинства изученных **dZr** 100÷150, реже 200÷250 мкм. Почти все **dZr** прозрачные, имеют коричневатую окраску, в поляризованном свете демонстрируют (за единичным исключением) очень слабое по интенсивности интерференционное свечение и простой узор интерференционной окраски в неярких сине-желтых тонах, содержат многочисленные включения разной природы, каналы течения вещества и трещины, различные по цвету, размеру, форме и другим деталям. В единичных случаях в **dZr** видны древние (унаследованные) ядра. Большинство изученных **dZr** от слабо- до сильноокатанных (при оценке степени окатанности **dZr** использован принцип, предложенный в работе [6]).

Для 120 зерен **dZr** из песчаников пробы AR-5 проведен U-Th-Pb изотопный анализ. При специализированной обработке этих анализов для 15 **dZr** удалось получить возрастные оценки ядер и оболочек. Всего получено 126 кондиционных датировок, использованных для построения КПВ (рис. 1), из них только две датировки древние – 2406±24 и 2684±21 млн лет, остальные датировки неравномерно распределены в интервале от 278±5 (минимальная) до 724±9 млн лет.

В изученных **dZr** зафиксированы содержания Th от 14 до 2387 мкг/г и U от 27 до 3525 мкг/г; при этом величины Th/U варьируют в диапазоне от 0.03 до 2.5 (рис. 1а). Для 87 анализов (60%) получены величины Th/U в пределах 0.1–1.0. Такие значения величины Th/U принято считать статистически присущими магматогенному циркону из кремнекислых и средних пород. Для значительной доли анализов получены повышенные отношения Th/U > 1.5 (21 анализ, 15%), из них в 9 случаях (6%) Th/U более 2.0. Такие повышенные значения часто фиксируют в цирконе из меланократовых (мафических) пород и/или в цирконе из пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений, т.е. такие породы довольно редки среди первичных источников изученного циркона.

Ни шесть, ни четыре самых молодых датировки не формируют группу (т.е. в наборе датировок есть, по крайней мере, одна датировка, отли-

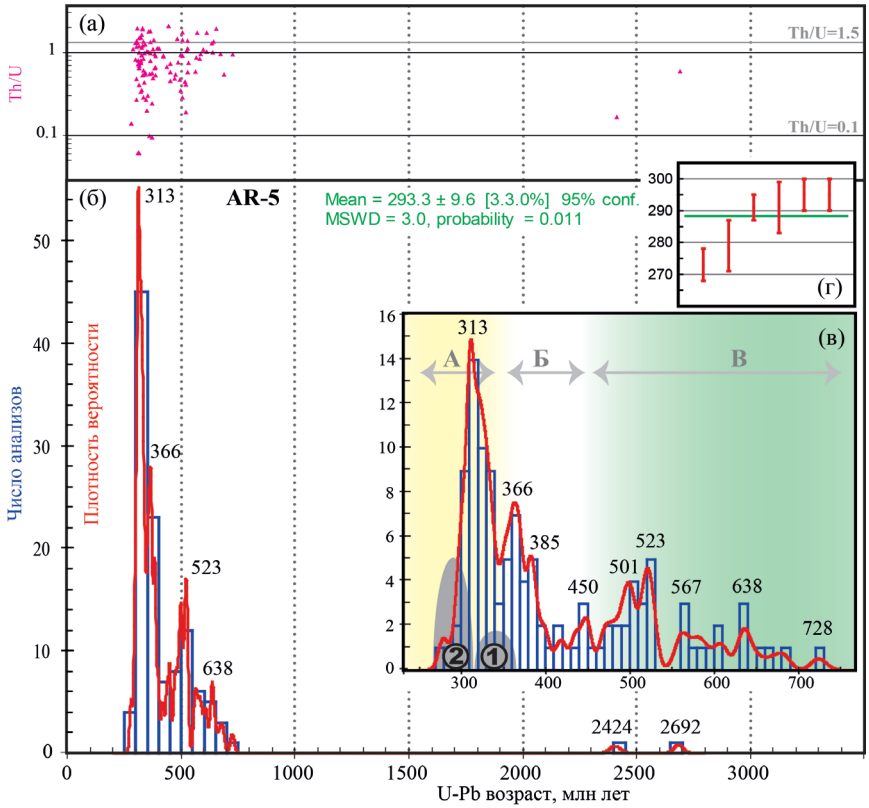


Рис. 1. Результаты изучения U-Th-Pb изотопной системы **dZr** из песчаников гремучинской свиты (проба Ar-5).

(а) Диаграмма «Th/U *vs* U-Pb возраст». (б) – Гистограммы и КПВ (красная линия) U-Pb изотопных возрастов **dZr**. (в) – увеличенный фрагмент (б); серые овалы маркируют этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье, цифры в кружках – номера этапов: этап **1** – 360–315 млн лет, этап **2** – 315–270 млн лет, по работе [7]), зеленым цветом выделен возрастной интервал для **dZr**, рециклированных из Гондваны и/или сгенерированных внутри и/или на окраинах океана Реик, желтым – сгенерированных на окраинах океана Палео-Тетис. (г) – взвешенный средний возраст по 6 самым молодым датировкам

чающаяся более чем на ±1σ от средневзвешенного возраста). Рассчитанный по шести самым молодым датировкам средневзвешенный возраст – 293±10 млн лет (MSDW = 3.0), а по четырем – 289±15 млн лет (MSDW = 3.0). Первое значение 293±10 млн лет можно принять за нижнее ограничение времени формирования гремячинской свиты.

Полученные датировки образуют три разновозрастные группы **А**, **Б** и **В** (рис. 1в). Для группы **А** на КПВ характерен яркий пик 313 млн лет. Эта группа датировок близко одновозрастна гранитам, довольно широко представленным в строении выступов герцинского фундамента БК (Даховского [4], Малкинского [9], Тырныаузского [10] и др.), а также – проявлениям 1 и 2 этапов каменноугольно-триасового магматизма в Скифско-Понтидской дуге [7]. Группа **Б** представлена двумя неравными скоплениями: малочисленные датировки, сгруппированные около значения 450 млн лет и более многочисленные датировки, формирующие пики 366 и 385 млн лет. По возрасту эти датировки близки оценкам возраста девонских и додевонских магматитов, участвующих в строении выступов герцинского фундамента **БК** в зонах Главного и Передового хребтов **БК**. Группу **В** формируют эдиакарско-кембрийские датировки, образующие на КПВ интенсивный пик 523 млн лет и слабые пики 501, 567 и 638 млн лет. Происхождение **dZr** этой группы мы связываем с продуктами эрозии кристаллических комплексов, сформированных в результате кадомско-авалонской аккреционной орогении (надсубдукционный магматизм на северной окраине Гондваны) или (мета)осадочных образований, первичными источниками для которых были кристаллические комплексы Гондваны и/или комплексы, сформированные внутри и/или на окраинах океана Реик.

Исследования выполнены в соответствии с темами Госзаданий ИФЗ РАН и ГИН РАН. Датирование **dZr** из песчаников гремучинской свиты выполнено за счет средств гранта РНФ (№25-17-00301).

Литература

1. *Белов А.А*. Новые данные по стратиграфии красноцветной толщи нижней перми центральной части Северного Кавказа // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1958. №12. С. 52–63.

2. *Белов А.А., Кизевальтер Д.С.* Основные черты строения и истории развития позднегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа (средний карбон-нижний триас) // Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 275–314. (Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ МГУ; Т.3).

3. *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др*. Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть ВЕП): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.

4. *Кузнецов Н.Б., Бишаев Ю.А., Романюк Т.В. и др*. Граниты Даховского массива (северный склон Большого Кавказа) – возраст, структурное положение, термальная эволюция // Геодинамическая эволюция литосферы Цент-

рально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025. С. 146–150.

5. *Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В. и др*. Вклад в региональную стратиграфию верхнего докембрия Бечасынской зоны северного склона Большого Кавказа по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 2026. № 3.

6. *Романюк Т.В., Котлер П.А*. Методика оценки интегрального показателя окатанности выборки зерен обломочного циркона: пример ченкской толщи киммерид Горного Крыма // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 3. С. 340–357.

7. *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др.* Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473.

8. *Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов В.В. и др*. Гос. геол. карта РФ м-ба 1:200 000. Серия Кавказская. Лист K-37-VI, (XII). М.: Моск. филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021.

9. *Снежко В.А., Снежко В.В., Шарпенок Л.Н*. Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ) // Региональная геология. 2021. № 85. С. 5–20.

10. *Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В.* Позднепалеозойский возраст интрузивных пород массива «трондьемитов» Mo–W месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия): первые результаты U–Pb изотопного датирования циркона (метод LA–ICP–MS) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 116–121. DOI: 10.31857/S2686739721040174.

11. *Шутов В.Д*. Классификация песчаников // Литол. и полезн. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.

12. *Шутов В.Д*. Минеральные парагенезы граувакковых комплексов. М.: Наука. 1975. 110 с.

13. *Щеголев К.А*. Верхний карбон Северного Кавказа в Зеленчук-Тебердинском междуречье (флора, растительный покров, стратиграфия, палеогеография). Киев: Наукова думка, 1979. 196 с.

14. *Folk R.L*. Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, TX, Hemphill's Book St., 1980. 184 p.

15. *Kuznetsov N.B., Korshunov D.M., Proshina P.A. et al*. Sources of Clastic Material for the Cretaceous–Paleogene Boundary Deposits in Klementyev Mountain, Eastern Crimea: Results of the U–Th–Pb Dating of Detrital Zircon Grains and Their Significance for Regional Paleogeographic Reconstructions // Lithology and Mineral Resources. 2025. V. 60. N. 6. P. 677–703. DOI: 10.1134/S0024490225700282.

Б.С. Нуртаев[1], О.Г. Цай[1]

Прогноз сейсмичности на территории Срединного, Южного Тянь-Шаня на основе структурных признаков с использованием метода контролируемого обучения – дерева решений CRT

1. Введение

Прогноз сейсмичности является важной задачей для оценки опасности в тектонически активных регионах. Многочисленные исследования подтверждают, что глубинные и поверхностные структуры играют ключевую роль в контроле очагов сейсмических событий, определяя направления переноса напряжений и каналы их разрядки.

Традиционные количественные признаки разломов: азимут и угол падения, протяжённость, мощность зоны дробления, степень активности, возраст и другие, часто фрагментарны или отсутствуют для значительной части территорий. Более того, многие признаки (ширина, морфологический тип, амплитуда) меняются во времени и пространстве, что снижает их достоверность для прогнозирования [7-8]. Особенность морфологического признака изменяться отмечена многими исследователями [1, 3, 4, 5, 6, 9]. По данным А.И. Суворова, Таласо-Ферганский разлом в силурийский период представлял собой сброс, девоне – правый сдвиг, раннем карбоне – сброс с левосторонними, верхнем палеозое – сброс с правосторонними подвижками, мезозой-кайнозойское время – правый сдвиг (юго-восточный участок) и левый сброс (северо-западный участок – Каратау) [6]. По мнению С.И. Шермана и др. «разломы редко существуют как “чистые” сбросы, сдвиги и т.д.; часто мы имеем комбинацию знаков смещения» [10].

В этой связи возникает необходимость использования устойчивых и пространственно-непрерывных количественных признаков, отражающих интегральное влияние структурной сети на локализацию сейсмических событий. К таким признакам относятся: плотности, градиенты и показатели направленности (cos/sin аспектов) разломов, линеаментов, кольцевых структур (и их центров), а также узлов пересечений этих структур. Эти признаки позволяют учитывать интегральную структурную составляющую территории.

Цель работы – применение модели CRT для определения вклада количественных признаков разломов, линеаментов, кольцевых структур (и их

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

центров) в сейсмическую активность и построение прогнозной модели сейсмических событий на их основе.

2. Методика

Прогноз выполнен с использованием модели Classification and Regression Tree (CRT) в программе SPSS.

Исходные данные включают карты глубинных разломов, линейных и кольцевых структур [2]. На их основе построены растровые поверхности: плотности/сглаженные плотности разломов, линеаментов, КС (их центров) и узлов пересечений перечисленных структур; градиенты плотностей/сглаженных плотностей, направления наклона, преобразованные в cos и sin компонентов для корректного представления аспектов Причем, cos отражает восточно-западную компоненту: при cos < 0 – направление ближе к западу, при cos > 0 – ближе к востоку; sin – северо-южную компоненту: при sin > 0 – ближе к северу, при sin < 0 – ближе к югу). Сглаженная плотность выполняла роль фильтра, уменьшая влияние локальных шумов и других артефактов.

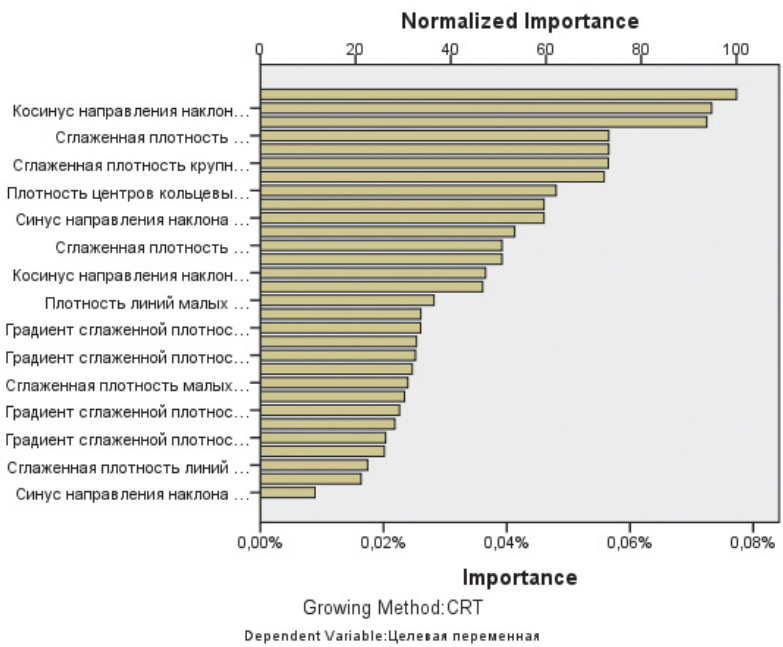


Рис. 1. Нормализованная значимость (Normalized Importance) структурных признаков в модели CRT

В точках сейсмических событий, сгруппированных по классам: слабых ($4 \leq M < 5$) и сильных ($M \geq 5$) событий вычислены все вышеуказанные признаки (общее число которых составило 31) и конвертированы в SPSS. Модель CRT была протестирована на 10% выборки, с последующем обучением по полной базе. По результатам дерева сгенерированы правила классификации для последующего применения к точкам регулярной сети.

3. Результаты

Дерево CRT отражает полную структуру модели и использовано для построения прогнозной карты.

Точность модели при 10% проверки составила 89,1 для слабых и 83,0% – для сильных сейсмических событий.

На рис. 1 представлена нормализованная значимость признаков в порядке их убывания. Как видно из рисунка, пятнадцать признаков вносят значительный вклад в модель, наиболее значимым среди которых является косинус направления наклона сглаженной плотности крупных линеаментов (B3 компонента).

На прогнозной карте (рис. 2) выделены участки с разной вероятностью сейсмических событий в точках регулярной сети.

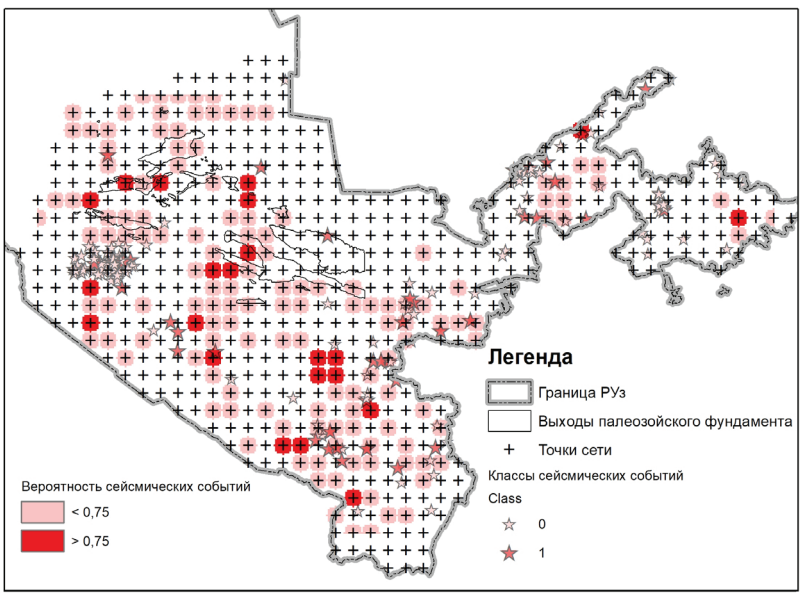


Рис. 2. Прогнозная карта сейсмичности по территории Срединного, Южного Тянь-Шаня

4. Выводы

Модель CRT на исходных структурных признаках обеспечивает высокую точность прогноза слабых и сильных сейсмических событий, а также позволяет строить прогнозные карты для территорий с высокой тектонической сложностью.

Исходные признаки учитывают локальные особенности сильных и слабых событий и позволяют выделить зоны повышенной сейсмической опасности.

Литература

1. *Борисов О.М., Ахмеджанов М.А., Давлятов Ш.Д. и др.* Общие закономерности разломной тектоники Средней Азии, ее влияние на осадконакопление, магматизм и метаморфизм // Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим. 1981. С. 211–220.

2. *Борисов О.М., Глух А.К.* Кольцевые структуры и линеаменты Средней Азии. Ташкент: Фан. 1982. 122 с.

3. *Невский В.А.* Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. Москва: Недра. 1979. 224 с.

4. *Пейве А.В.* Геология сегодня и завтра // Природа. 1977. № 6. С. 3–7.

5. *Сайдалиева М.С., Огай В.Ф., Попов А.Я.* Разрывные нарушения Ферганской межгорной впадины и их роль в формировании и размещении залежей нефти и газа. Ташкент: Фан. 1974. 150 с.

6. *Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 179. Москва: Наука. 1968. 316 с.

7. *Цай О.Г.* Электронный каталог Срединного, Южного Тянь Шаня и прилегающих территорий // Геология и минеральные ресурсы. 2018. № 6. С.3–11.

8. *Цай О.Г., Нуртаев Б.С.* Свидетельство об официальной регистрации программы «Каталог разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий». Номер госрегистрации DGU 11557 от 21.06.2021.

9. *Чебаненко И.И.* Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. Киев: АН УКР ССР. 1963. 144 с.

10. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1991. 262 с.

И.Н. Огнев[1], В.Е. Кузин[1], П.Д. Котлер[1], А.В. Куликова[1], Р.Н. Музафаров[1]

Радиогенная теплогенерация кристаллического фундамента восточного Поволжья: результаты скважинных измерений

Радиогенная теплогенерация (РТГ) континентальной земной коры влияет на температуру литосферы и обеспечивает 30–60% теплового потока на земной поверхности в стабильных континентальных регионах [4]. Несмотря на существование обобщенных моделей РТГ для континентальной коры, получение данных для конкретных тектонических областей является важной задачей по изучению регионального геотермического строения Земли.

Волго-Уральский сегмент Восточно-Европейского кратона практически не исследован с точки зрения фактических измерений радиогенной теплогенерации. Несмотря на то, что тысячи нефтяных скважин были пробурены в кристаллический фундамент Волго-Уралии, систематических данных о его радиоактивности крайне мало. Первые измерения были выполнены И.Я. Широковой и др. (1976) в скважине Миннибаевская 20 000, но ограничивались лишь верхними 400 м фундамента [3]. В недавнем исследовании В.Н. Глазнев и др. (2021) также отметили дефицит данных для Волго-Уральского региона [2]. Н.С. Боганик (1975) рассчитал теоретические значения РТГ восточной части Русской платформы на основе предположений о петрологическом составе слоев земной коры [1]. И.Н. Огнев и др. (2023) использовали численное геотермическое моделирования для определения данного параметра, но также без прямых измерений [6].

Цель настоящего исследования заключается в систематическом изучении РТГ кристаллического фундамента восточной части Волго-Уральского сегмента ВЕК и анализе его влияния на геотермическую структуру региона.

Данные и методика

Для измерения РТГ собраны образцы керна из 143 скважин восточной части Республики Татарстан (площадь исследуемой территории ~20 000 км²). Наиболее глубокая скважина Миннибаевская 20 000 проникла на 3.1 км в кристаллический фундамент. По данной скважине был отобран 51 образец для изучения вертикального распределения РТГ в

[1] ФГАОУ ВО «Казанский (Приволжский) федеральный университет», Казань, Россия

разрезе фундамента. Концентрации теплогенерирующих изотопов (U-238, Th-232, K-40) были определены методом гамма-спектрометрии с NaI(Tl) детектором. Значения РТГ рассчитаны по формуле Рыбаха (1988) [7]:

$$A = 10^{-5} \cdot \rho \cdot (9.52 \cdot C_U + 2.56 \cdot C_{Th} + 3.48 \cdot C_K),$$

где ρ – плотность образца горных пород в кг/м³, C_U и C_{Th} – массовые концентрации U и Th в г/т, C_K – массовая концентрация K в%.

Для моделирования геотермической структуры использован байесовский подход методом Монте-Карло по схеме марковских цепей. Земная кора представлена трехслойной моделью (осадочный чехол, верхняя и нижняя кристаллическая земная кора). Структурные параметры взяты из независимых источников, РТГ верхнего слоя земной коры – из настоящих измерений. Байесовская инверсия выполнена для определения РТГ осадочного и нижнекорового слоев, а также мощности обогащенного верхнекорового слоя.

Для 34 образцов выполнен рентгенофлуоресцентный анализ для установления связи РТГ с петрохимическим составом пород.

Результаты

Вертикальное распределение РТГ в скважине Миннибаевская 20 000 варьируется от 0.5 до 3.1 мкВт/м³ (среднее 1.75 мкВт/м³). Торий вносит доминирующий вклад с отношением Th:U = 9.3 (вдвое выше глобального среднего) [5]. Зависимость РТГ от глубины измерений отсутствует – вариации РТГ контролируются типом породы. Максимальные значения РТГ (>2 мкВт/м³) характерны для высокоглиноземистых метаосадочных пород большечеремшанской серии, минимальные – для метабазитов и амфиболитов.

Латеральное распределение РТГ демонстрирует значительную неоднородность: от 0.01 до 14.3 мкВт/м³ (среднее 2.0 мкВт/м³, медиана 1.5 мкВт/м³), что втрое превышает типичные значения для архейских кратонов [4]. Гранитоидные блоки (Бакалинский и Сулинский массивы, Ульяновское мигматитовое поле) наиболее радиоактивны (среднее значение РТГ составляет 2.45 мкВт/м³), гранулитовые блоки с метаосадочными породами (Сугушлинский, Ново-Елховский, Сулеевский) обладают средним РТГ равным 1.83 мкВт/м³, метабазитовые блоки – наименьшими средними значениями РТГ, равными 0.22–0.53 мкВт/м³.

Геотермическое моделирование выявило три ключевых закономерности: (1) тепловой поток на земной поверхности сильно коррелирует с объемной теплогенерацией земной коры (r = 0.98), подтверждая результаты проведенного ранее численного моделирования по Волго-Уралии [6]; (2) измеренная РТГ верхней земной коры отрицательно коррелирует с её

мощностью (r = –0.77) – более высокая РТГ связана с утонением обогащенной радиоактивными элементами земной коры; (3) отсутствует положительная корреляция между тепловым потоком на земной поверхности и РТГ верхней земной коры (r = –0.44), что указывает на неприменимость концепции зон теплового потока для восточного Поволжья.

Восточное Поволжье имеет высокую степень дифференциации земной коры (средний индекс дифференциации составляет DI = 2.3). Бакалинский гранитоидный массив наиболее дифференцирован (DI = 3.74, мощность обогащенного верхнекорового слоя <5 км). Туймазинский анортозитовый блок показывает аномально низкую степень дифференциации земной коры (DI = 0.61), свидетельствующую о большей РТГ в нижней земной коре, чем в верхних слоях, доступных для измерений.

С точки зрения основного вещественного состава, его связь с РТГ отличается для разных типов пород. Для магматических и метамагматических пород содержание K_2O является главным предиктором РТГ: метабазиты обладают самыми низкими значениями (среднее 0.3 мкВт/м³), плагиограниты – повышенными (1.56 мкВт/м³), высококалиевые граниты – наиболее высокими (4.67 мкВт/м³). Для метаосадков (среднее значение РТГ 1.91 мкВт/м³) содержание Al_2O_3 является основным предиктором РТГ, отражая глинистость протолита.

Заключение

Впервые получены систематические данные о распределении РТГ кристаллического фундамента восточного Поволжья. Установлено отсутствие зависимости РТГ от глубины по результатам измерений в скважине Миннибаевская 20 000. Латеральное распределение радиогенных изотопов и, как следствие, РТГ характеризуется значительной неоднородностью на территории восточного Поволжья (0.01–14.3 мкВт/м³, среднее 2.0 мкВт/м³). Отрицательная корреляция РТГ с поверхностным тепловым потоком указывает на высокую дифференциацию земной коры (DI = 2.3) и неприменимость классической концепции зон теплового потока для восточного Поволжья. Результаты полученных исследований имеют практическую значимость для оценки геотермального потенциала и моделирования нефтегазоносных систем региона.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (грант № 24-77-00095; https://rscf.ru/project/24-77-00095/).

Литература

1. *Боганик Н.С.* Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления. М.: Наука, 1975. 159 с.

2. *Глазнев В.Н., Муравина О.М., Минц М.В., Чернышева Д.М.* Теплогенерация пород фундамента центральной части Восточно-Европейского кратона // Вестник ВГУ. Серия: Геология. 2021. № 3. С. 60–78.

3. *Широкова И.Я. и др*. Радиоактивные элементы и некоторые микроэлементы в породах разреза скважины 20 000 / Под ред. Р. Х. Муслимов и др. Татарское книжное издательство, 1976. С. 168–176.

4. *Artemieva I.M., Thybo H., Jakobsen K., Sørensen N.K., Nielsen L.S.K*. Heat production in granitic rocks: Global analysis based on a new data compilation GRANITE2017 // Earth-Science Reviews. 2017. V. 172. P. 1–26.

5. *Jaupart C., Mareschal J.-C.* Constraints on Crustal Heat Production from Heat Flow Data // Treatise on Geochemistry 2nd Edition. Elsevier, 2014. P. 53–73. http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00302-8

6. *Ognev I., Ebbing J., Loesing M., Nourgaliev D*. The thermal state of Volgo–Uralia from Bayesian inversion of surface heat flow and temperature // Geophysical Journal International. 2022. N 1. Is. 232. P. 322–342.

7. *Rybach L*. Determination of heat production rate / R. Haenel, L. Rybach, L. Stegena (eds.). Dordrecht: Springer Netherlands, 1988. P. 125–142.

И.С. Патина[1], Ю.А. Волож[1], М.П. Антипов[1], Н.П. Чамов[1]

Сейсмостратиграфия при исследовании геологических объектов различных масштабов

Изучение глубинного строения земной коры относится к числу приоритетных задач наук о Земле последних десятилетий. Направление включает в себя ряд геофизических дисциплин, ориентированных на изучение объектов надпородного уровня, – от глобальной сейсмической томографии до высокоразрешающего сейсмопрофилирования с детальностью съемки в несколько десятков сантиметров.

Сейсмостратиграфия, основанная на анализе данных сейсморазведки, наибольшее развитие получила при изучении осадочного чехла. Изначально она рассматривалась как один из методов стратиграфии и седиментологии. И в таком виде была предложена в середине 70-х годов американскими геофизиками П.Р. Вейлом с соавторами [6]. Исследователями ГИН РАН сейсмостратиграфия используется для составления геодинамических

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

моделей, в которых рассматривается вся литосфера (земная кора и верхняя часть верхней мантии) [1, 3, 4].

Преимуществом такого подхода к интерпретации сейсмических данных является возможность анализировать результаты различных геодинамических, тектонических и седиментационных процессов в масштабе всего разреза и, следовательно, определять степень их влияния на формирование тех или иных геологических объектов. Благодаря такому подходу целью сейсмостратиграфии, как научного направления, становится определение структурной организации твердой геологической оболочки Земли.

В настоящее время достоверной нижней границей исследований выступает поверхность Мохоровичича, которая ограничивает распространение геологических тел надпородного уровня, являющихся основными объектами сейсмостратиграфических исследований. Необходимо отметить, что преломляющие горизонты выявлены и на более глубоких уровнях (слой Голицына – астеносфера, граница Гуттенберга – раздел ядро/мантия), но геологическое значение этих границ еще остается неясным.

Преломляющие и отражающие горизонты образуют каркас сейсмостратиграфической модели и разделяются по масштабу и геологической природе. Между горизонтами располагаются сейсмостратиграфические подразделения – сейсмостраты. Это естественные геологические тела, интервал формирования которых ограничен сейсмостратиграфическими границами, образующимися в результате геодинамических, тектонических или седиментационных событий. Параметром проявления таких границ на сейсмических разрезах является разница акустической жесткости, из-за которой происходит резкое изменение скорости сейсмических волн. Это изменение фиксируется в волновой картине в виде отражающих или преломляющих горизонтов.

Сейсмостраты соотносятся с широким спектром геологических слоев различного генезиса и масштаба – от глобальной консолидированной коры до отдельных локальных секвенций. Главным свойством сейсмострат является их валидность в качестве стратиграфических единиц. Все сейсмостраты представляют собой иерархически соподчиненные слоевые ассоциации, т.е. сейсмостраты более низкого ранга вложены в сейсмостраты более высокого ранга и, следовательно, могут быть объединены в общую систему, аналогичную стратиграфической шкале (см. рис. 1.1.2. в [2]).

Иерархический ряд состоит из единиц глобального, межрегионального, регионального, бассейнового и локального масштабов. Каждому масштабу выявляемых сейсмострат соответствуют границы различной специализации: геодинамической, тектоно-седиментационной и седиментационной. Итогом сейсмостратиграфической интерпретации является районирование изученной территории по типам разрезов и структур.

К подразделениям геодинамической специализации относятся глобальные тела – мантия и земная кора. Границы этих объектов определяются цикличностью глубинных процессов, вызывающих смену во времени геодинамических режимов, приводящих к деструкции старой литосферы и формированию дополнительных объёмов новой литосферы.

Границы тектонических подразделений – фундамента и осадочного чехла, формируются в результате смены циклов развития земной коры и переходу от эпохи складчатости к формированию осадочного чехла.

Границы тектоно-седиментационных подразделений, к которым относятся складчатый, доплитный и плитный комплексы осадочного чехла, а также сейсмогеологические этажи внутри них, определяют тектонические процессы, контролирующие ход осадконакопления в бассейне и постседиментационные изменения структуры осадочных толщ.

Границы подразделений седиментационной специализации – сейсмокомплексов и секвенций (вейлитов), определяют относительные колебания уровня моря и изменения базиса эрозии. Именно на этом уровне проводится секвенс-стратиграфический анализ [5, 7]. В рамках этого направления акцентируется внимание на значительной роли колебаний уровня моря в седиментационной цикличности. Выявление границ секвенций основано на анализе изменений аккомодационного пространства, интенсивности поставки осадка и удалённости области их седиментации от источника сноса. Это ограничивает применение секвенс-стратиграфии геологическими телами, формирование которых обусловлено набором этих трех факторов, и исключает из набора возможных объектов все остальные геологические тела. В сейсмостратиграфическом анализе же главное внимание уделяется установлению ведущего геологического процесса, что позволяет исследовать объекты любого масштаба.

Таким образом, именно сейсмостратиграфический анализ является каркасом для построения представительных геологических моделей различной специализации и направленности, так как позволяет производить контроль данных и увязку результатов на различном уровне масштабирования.

Литература

1. *Кунин Н.Я.* Сейсмостратиграфический метод и его применение при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР // Советская геология. 1983. № 1. С. 92–104.

2. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2013. 261 с.

3. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож (ред.). М.: Научный мир, 2004. 516 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).

4. *Шлезингер А.Е.* Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.

5. *Catuneanu O.* Principles of Sequence Stratigraphy. 2nd ed. Elsevier, 2022. 494 p.

6. *Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3. Relative changes of sea level from coastal onlap / Ed. by Payton C.E.Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration // American Association Petrol. Geol. Memoir. 1977. V. 26. P. 63–81.

7. *Veeken P.C.H.* Seismic Stratigraphy, Basin Analysis and Reservoir Characterisation / Ed. by P.C.H. Veeken. Elsevier, 2007. 509 p. (Handbook of Geophysical Exploration; V. 37).

А.А. Пейве[1], А.А. Ткачева[1]

Трог Кинг – древний аналог рифта Терсейра (Северная Атлантика)

Линейные отрицательные структуры широко распространены в пределах Атлантического океана и сравнительно хорошо изучены. Это, в первую очередь, сегменты рифтовых долин в осевой части Срединно-Атлантического хребта (САХ), где происходит образование новой океанической коры. А во вторую – многочисленные ортогональные к ним долины трансформных разломов, в активных частях которых имеет место относительное (сдвиговое) смещение сегментов океанических плит.

В то же время, известен ряд протяженных линейных отрицательных структур, которые не являются ни рифтовыми долинами САХ, ни трансформными разломами. В Северной Атлантике – это сложно построенная Азоро-Гибралтарская разломная зона, одним из сегментов которой является рифт Терсейра, расположенный в пределах Азорского поднятия и трог Кинг. Азоро-Гибралтарская разломная зона в настоящее время тектонически активна, а структуры трога Кинг, судя по почти полному отсутствию проявлений сейсмичности, не испытывают деформаций (рис. 1).

Рифт Терсейра пересекает Азорское поднятие в северо-восточной части и представляет собой слабо изогнутую структуру (радиус кривизны около 300 км) восток-юго-восточного простирания протяженностью

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

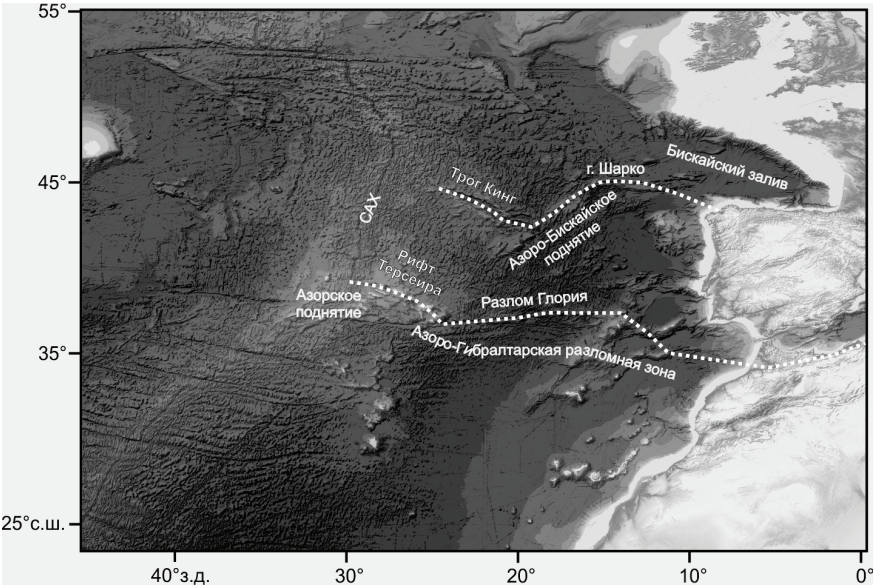


Рис. 1. Положение рассматриваемых структур. Пунктир – границы плит

около 550 километров, состоящую из чередующихся с регулярным интервалом (80–100 км) впадин и вулканических массивов, включая острова Сан-Мигель, Терсейра, Грасиоза и подводную гору Дон-Жуан-ди-Кастро [1, 2]. Это самый западный сегмент Азоро-Гибралтарской разломной зоны, которая протягивается на расстояние свыше 1500 км от Азорского поднятия в Северной Атлантике до северной окраины Африки в Средиземном море (от 24° до 15° з.д.) и представляет собой границу между Африканской (Нубийской) и Евразийской плитами. Основной структурной особенностью рифта Терсейра является косое положение относительно структур САХ (азимут около 160°). На юго-востоке рифт сочленяется с разломом Глория, который имеет протяженность около 800 км и составляет более трети общей длины Азоро-Гибралтарской разломной зоны. В современной кинематике движения литосферных плит рифт Терсейра – это косо ориентированная структура растяжения, соединяющая САХ и разлом Глория [3].

Подобно континентальным рифтовым системам, таким как Восточно-Африканская [4], по простиранию рифта Терсейра происходит чередование амагматических впадин и центров магматической активности (вулканические острова и подводные горы). Таким образом, наблюдается некоторое сходство с континентальными рифтами: мощная литосфера, низкие степени частичного плавления с образованием исключительно

щелочных магм, характер сегментации и низкая скорость раздвига [5]. Поперечное растяжение рифта является доминирующим процессом, который контролирует форму и положение вулканических структур в пределах рифта.

Кора, вскрытая в бортах долины рифта Терсейра, отвечает начальной, магматической фазе растяжения (2–1.56 млн лет назад), предшествовавшей рифтингу [6]. На этом этапе был сформирован вулканический хребет, ориентированный приблизительно по азимуту 160°. Второй этап связан непосредственно с образованием рифтовых впадин (1.56–0.5 млн лет назад) [1] на месте вулканического хребта в пределах уже ранее сформированной литосферы северной части Азорского поднятия [2]. Этот же этап характеризуется резким сокращением магматической активности в рифте Терсейра. Последний этап (0.5–0 млн лет) связан с формированием отдельных вулканов, таких как подводная гора Дон-Жуан-ди-Кастро, непосредственно в рифте Терсейра и на его бортах, а также на некоторых островах в этой рифтовой зоне (например, Грасиоза) [6]. Такая последовательность геологических событий, возможно, обусловлена тем, что внедрение расплавов может приводить к уменьшению прочности литосферы и к локализации растяжения непосредственно в рифте, хотя изначально оно распределялось в широкой области. В то же время возникновение структур растяжения способствует перемещению магматических расплавов именно в такие ослабленные зоны.

Трог Кинг находится в 700 км к северо-востоку от Азорского поднятия и протягивается на юго-восток от 44.7° с.ш. 24° з.д. на расстояние 450 км (азимут около 125°) под углом как к древним, так и современным структурам, образованным в САХ. Трог находится в пределах крупного линейного платообразного поднятия на глубине около 3 км, которое постепенно понижается в сторону САХ.

Согласно представлениям, основанным на плейт-кинематическом моделировании [7], около 83.5 млн лет назад Иберийский полуостров и океаническая кора к западу от него представляли собой единую плиту, северная граница которой проходила вдоль оси Бискайского залива. Позже, эта плита была присоединена к Евразийской плите с ее поворотом против часовой стрелки. В ходе этого процесса граница плиты переместилась в область трога Кинга [8]. Начиная с 56 млн лет в ходе диффузного растяжения на северо-востоке межплитной границы, над областью подъема мантийного плюма (наклонной ветви от основного Азорского плюма) было сформировано крупное линейное поднятие с минимальными глубинами 2 км.

Около 32 млн лет назад диффузное растяжение сменилось локализованным. Началось формирование трога Кинг с последовательным продвижением процессов растяжения с юго-востока на северо-запад. При этом

вулканизм практически прекратился. Очередная перестройка произошла около 28 млн лет, когда граница между Евразийской и Африканской плитами переместилась в свое современное положение, проходя по Азоро-Гибралтарской разломной зоне [7, 9]. При этом плюмовый материал, хоть и в уменьшенном объеме, продолжал поступать в область САХ на 45° с.ш. Вероятно, с этой ветвью плюма также был связан молодой (10 млн лет) внутриплитный вулканизм обогащенного, вплоть до щелочного состава, который проявился как в пределах флангов трога Кинг, так и на участке, непосредственно прилегающем к нему с юго-запада (горы Гницевича, Лукина-Лебедева и другие более мелкие конусовидные постройки). По соотношению радиогенных изотопов вулканиты соответствуют мантийному источнику Азорских островов [9].

Несмотря на существенную разницу во времени образования структур трога Кинг и рифта Терсейра между ними имеется много общего. Они расположены косо (азимуты простирания соответственно около 125° и 160°) по отношению ко всем структурам, формировавшимся на протяжении длительного времени в пределах САХ. У них близкая протяженность (450–550 км). Трог Кинг и рифт Терсейра сочетают параметры, характерные для континентальных рифтов (супермедленная скорость растяжения, повышенная мощность литосферы, щелочной вулканизм) с особенностями, характерными для океанических рифтов (сегментация и узко локализованный магматизм).

Этапы формирования структур Кинг и Терсейра сходны. Они сформировались на уже существовавшей океанической коре с возрастом более 10 млн лет. Начальная стадия в обоих случаях связана с диффузным плюмовым магматизмом толеитового состава, распределенным в некоторой протяженной области субмеридионального растяжения с формированием крупных линейных поднятий. Наряду с подводным вулканизмом, значительную роль в увеличении мощности коры под поднятиями играл андерплейтинг. Второй этап характеризовался почти полным прекращением магматизма и локализацией растяжения в единой узкой области. Для завершающей стадии типичен щелочной магматизм центрального типа. Стоит отметить, что в формировании трога Кинг этот этап проявлен не так отчетливо, как для рифта Терсейра. Он растянут во времени, завершая этап становления линейного поднятия.

Обе структуры входят в состав тройных сочленений, являясь фрагментами границ литосферных плит, вдоль которых происходила (трог Кинг) и происходит в настоящее время (рифт Терсейра) аккомодация напряжений при различающихся векторах движения плит. Таким образом, имеется сходство всего комплекса структур существовавшей ранее границы между Евразией и Иберией и новой границы между Евразией (включая Иберию) и Африкой.

Отмеченные черты сходства свидетельствуют о повторяемости во времени кинематики движения литосферных плит в Северной Атлантике с возникновением различных по возрасту, но близких по геологической истории и механизмам формирования структур на границах плит.

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ № 25-17-00058.

Литература

1. *Marques F.O., Catalão J., Hildenbrand A., Madureira P.* Ground motion and tectonics in the Terceira Island: Tectonomagmatic interactions in an oceanic rift (Terceira Rift, Azores Triple Junction) // Tectonophysics. 2015. P. 651–652.

2. *Beier C., Haase K.M., Abouchami W. et al.* Magma genesis by rifting of oceanic lithosphere above anomalous mantle: Terceira Rift, Azores // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9. P. 27–55.

3. *DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F.* Geologically current plate motions // Geophys. J. International. 2010. V. 181. P. 1–80.

4. *Ebinger C.J., Casey M.* Continental breakup in magmatic provinces: An Ethiopian example. Geology. 2001. V. 29. P. 527–530.

5. *Romer R.H.W., Beier C., Haase K.M. et al.* The evolution of central volcanoes in ultraslow rift systems: Constraints from D. João de Castro seamount, Azores // Tectonics. 2021. V. 40. P. 1–26.

6. *Storch B., Haase K.M., Romer R.H.W. et al.* Rifting of the oceanic Azores Plateau with episodic volcanic activity // Sci. Rep. 2020. V. 10. P. 1–12.

7. *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. 2. P. 9603–9626.

8. *Whitmarsh R.B., Ginzburg A., Searle R.C.* The structure and origin of the Azores-Biscay Rise, North-east Atlantic Ocean // Geophys. J. Int. 1982. V. 70. N.1. P. 79–107.

9. *Dürkefälden A., Geldmacher J., Hauff F. et al.* M168. Magmatic and geodynamic evolution of the King's Trough Complex – the "Grand Canyon" of the North Atlantic // Status Conference Research Vessels 2024. Conference transcript. 2024. P. 229–236.

В.А. Пенкина[1], П.Д. Котлер[1]

Жарма-Саурская палеоостроводужная система: обсуждение позднепалеозойской субдукции Обь-Зайсанского палеоокеана на основе U-Pb геохронологии и вещественного состава

Ключевыми вопросами при исследовании палеоостроводужных систем является реконструкция направления погружения субдуцирующей океанической плиты, установление возраста и состава надсубдукционных комплексов и образований аккреционной призмы. В данном контексте рассматривается Жарма-Саурская палеоостроводужная система (включающая Жарма-Саурскую и Чарскую зоны), которая расположена в западной части Обь-Зайсанской складчатой области и распространена на территории Восточного Казахстана и Западной Джунгарии (Китай). Несмотря на продолжительную историю изучения, процессы формирования Жарма-Саурской палеоостроводужной системы остаются дискуссионными, при этом большая часть существующих данных и моделей представлена в работах ее западно-джунгарского сегмента [2–5]. В составе позднепалеозойской островодужной системы Обь-Зайсанского палеоокеана мы рассматриваем вещественные комплексы вулканической дуги и смежного осадочного бассейна (Жарма-Саурская зона), а также сложно построенные образования аккреционной призмы (Чарская зона).

Жарма-Саурская зона представляет собой линейную структуру, вытянутую в северо-западном направлении, в которой развиты преимущественно каменноугольные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. По особенностям геологического строения и вещественного состава Жарма-Саурская зона разделяется на две подзоны: Жарминско-Сарсазанскую (западную), сложенную терригенной формацией, выполняющей осадочный бассейн вблизи дуги и Воронцовско-Саурскую (восточную) – существенно вулканогенную, представляющую собой реликты самой дуги. В работе рассматриваются каменноугольные образования обеих подзон. Чарская зона находится северо-восточнее Жарма-Саурской и представляет собой тектонический покров, смятый совместно с окружающими толщами и состоящий из нескольких самостоятельных пластин. Тектонические пластины сложены полимиктовым серпентинитовым меланжем, фрагментами кремнисто-базальтового (O_2–S_1, D_{1-2}), вулканогенного (D_3) и кремнисто-туфогенного (D_3–C_1) типа разрезов [1]. В Чарской зоне нами рассматри-

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

ваются девон-нижнекаменноугольные формации кремнисто-базальтового и кремнисто-туфогенного типа разрезов.

Большая часть восточного сегмента Жарма-Саурской зоны (Воронцовско-Саурская подзона) образована вулканогенным типом разреза. Вулканические образования представлены базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами и трахиандезибазальтами с повышенным содержанием глинозема и, как правило, с низкой щелочностью (толеитовая и известково-щелочная серии). По петро-геохимическим признакам они относятся к породам надсубдукционного происхождения. С вулканическими породами тесно ассоциируют вулканогенно-осадочные образования – туфобрекчии и кластолавы. Широким распространением пользуются туфопесчаники, которые встречаются в осадочных разрезах турбидитового типа с градационной слоистостью. Это неравномернозернистые породы с плохой степенью сортировки и отсутствием окатанности обломков. Данные породы почти не содержат обломков кварца, а сам каркас породы представлен обломками плагиоклазов и фрагментами основной массы вулканических пород основного и среднего составов, в меньшей степени фрагментами осадочных пород. Петрографическая характеристика, петро-геохимический состав и фациальная приуроченность говорит о том, что туфопесчаники являются продуктом осадконакопления и синхронного вулканизма близлежащего источника вулканогенного материала. Распределение U-Pb возрастов детритовых цирконов из туфопесчаников демонстрирует единственный пик, который в пределах погрешности соответствует их максимальному возрасту седиментации – граница турнейской и визейской эпох (345–353 млн лет), а полный разброс возрастов детритовых цирконов охватывает интервал от фамена до визе. Это свидетельствует о продолжительной активности магматизма в указанный интервал с пиком в турнейское время. Западная часть Жарма-Саурской зоны (Жарминско-Сарсазанская подзона) образована мощной терригенной толщей, которая выполняет осадочный бассейн и подстилается раннепалеозойскими образованиями северо-восточной части Казахстанского палеоконтинента (Чингиз-Тарбагатайская зона). Среди этой терригенной толщи нами изучены полевошпат-лититовые песчаники и алевропесчаники, которые в своем вещественном составе имеют продукты разрушения как смежного континентального блока, так и вулканической дуги. В распределении U-Pb возрастов детритовых цирконов мы также наблюдаем кластер позднедевонско-раннекаменноугольных возрастов (фамен–визе), а также более древние группы цирконов, соответствующие основным проявлением магматизма в пределах Чингиз-Тарбагатайской зоны.

В Чарской зоне нами рассмотрены структуры, сложенные кремнисто-базальтовой и кремнисто-туфогенной формациями. Кремнисто-ба-

зальтовая толща представлена массивными и пористыми эффузивами основного состава, которые залегают между пачек и прослоев сургучных кремнистых алевролитов и кремней сургучного и зеленовато-серого цветов. В верхней части кремнисто-базальтовой толщи установлен переход без явных следов размыва к кремнисто-туфогенной формации. Эффузивные породы в пределах кремнисто-базальтовой толщи представлены измененными афировыми и слабопорфировыми базальтами, которые зачастую формируют подушечные лавы, в промежутках которых встречаются кремни и замещенные продукты разрушения стекловатых базальтовых пород. Петро-геохимические особенности базальтов и их тесное расположение в разрезе с кремнями и кремнистыми породами говорит об их океаническом происхождении. В кремнисто-туфогенной формации помимо кремней и кремнистых алевролитов распространены вулканогенно-осадочные породы, представленные мелко-средне-крупнозернистыми туфопесчаниками. Эти породы имеют разнозернистую структуру, которая изменяется от крупноалевритовой до псефопсаммитовой. Основные кластические компоненты туфопесчаников представлены плагиоклазом, в меньшей степени кварцем, реже обломками кремней и кремнистых сланцев, а чаще обломками измененной основной массы базальтов, туфов и замещенного гидрослюдами стекла. Породы не имеют сортировку, а подавляющее большинство обломков имеет угловатую и полуугловатую форму. В кремнисто-туфогенной формации рассматриваемые породы образуют пачки с градационным типом слоистости. Проведенное U-Pb геохронологическое исследование детритовых цирконов из туфопесчаников позволило выявить унимодальный характер распределения возрастов в интервале 340–360 млн лет (фамен–визе), что коррелирует с интервалом возрастов по детритовым цирконам, выделенном в Жарма-Саурской зоне.

Для реконструкции положения зоны субдукции Жарма-Саурской палеоостроводужной системы в структуре Обь-Зайсанского палеоокеана проведен сравнительный анализ источников сноса и истории аккреции. К западу от комплексов вулканической дуги находятся терригенные отложения, которые содержат смешанный обломочный материал – островодужный (Жарма-Саурская дуга) и континентальный (продукты размыва северо-восточной окраины Казахстанского палеоконтинента), что говорит о близком расположении островодужной системы к континентальной окраине. К востоку от дуги находятся образования аккреционной призмы, включающей фрагменты океанического ложа и пластины кремнисто-туфогенной формации, которая вероятно связана с развитием близлежащей вулканической дуги. Пространственный анализ максимального возраста осадконакопления в аккреционной призме выявляет тренд омоложения с юго-запада на северо-восток.

По итогам вышеизложенного обсуждаются следующие характеристики Жарма-Саурской палеоостроводужной системы. В позднем палеозое (фамен–визе) в структуре Обь-Зайсанского палеоокеана существовала вулканическая дуга, представленная ныне Воронцовско-Саурской подзоной. Дуга отделялась от Казахстанского палеоконтинента задуговым бассейном, что фиксируется смешанным составом обломочного материала в терригенных породах. В восточной части островодужной системы происходила аккреция материала океанической плиты, причем направленный характер роста аккреционной призмы (с юго-запада на северо-восток), установленный по тренду максимального возраста осадконакопления, отражает продолженный рост аккреционного материала в сторону океана. Таким образом, совокупность данных: (а) надсубдукционный состав вулканических пород, (б) различие источников сноса, (в) возраст вулканизма, (г) тренд омоложения максимального возраста осадконакопления в аккреционной призме – является свидетельством субдукции Обь-Зайсанской океанической плиты под Казахстанский палеоконтинент (т.е. с погружением на запад в современных координатах) в позднедевонско-раннекаменноугольное время.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-77-10050, https://rscf.ru/project/24-77-10050/.

Литература

1. *Беляев С.Ю.* Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 117 с.

2. *Диденко А.Н., Морозов О.Л.* Геология и палеомагнетизм средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 1999. №. 4. С. 64–80.

3. *Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N.* Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // Rus. J. Earth Sci. 2001. V. 3. P. 405–426.

4. *Song S., Xiao W., Windley B.F., Collins A.S., Chen Y., Zhang J., Schulmann K., Han C., Wan B., Ao S., Zhang Z., Song D., Li R.* Late Paleozoic Chingiz and Saur arc amalgamation in West Junggar (NW China): implications for accretionary tectonics in the Southern Altaids // Tectonics. 2020. V. 39. P. 1–24.

5. *Xu Y., Han B.F., Liao W., Li A.* The Serpukhovian–Bashkirian amalgamation of Laurussia and the Siberian continent and implications for assembly of Pangea // Tectonics. 2022. V. 41. N 3. P. e2022TC007218.

А.Л. Перчук[1], В.С. Захаров[1], Т.В. Геря[2]

Кремнекислый магматизм при разных режимах субдукции в истории Земли

Континентальная кора, значительную часть которой составляют кремнекислые породы (гранитоиды), формирует около 70% объёма современной земной коры. Однако в гадее и раннем архее преобладала океаническая кора. Активный рост континентальной коры начался около 4 млрд лет назад, в архее, но причины этого процесса, в первую очередь механизмы образования гранитоидов, остаются предметом дискуссий. Существующие модели генерации кислых магм за счёт плавления метабазитов в присутствии водного флюида в раннем докембрии можно разделить на две контрастные группы: (1) частичное плавление метабазитов вблизи или у подошвы мощной океанической коры, обусловленное общей повышенной температурой мантии или тепловым воздействием мантийного плюма, и (2) плавление метабазитов в субдуцирующих плитах. В данной работе представлены результаты петролого-термомеханического моделирования интраокеанической субдукции при различных потенциальных температурах мантии. Полученные данные демонстрируют возможность масштабного образования кислых магм в условиях повышенных мантийных температур, характерных для архея и палеопротерозоя.

Петролого-термомеханическое 2-D моделирование проводилось с использованием расчетного кода Т.В. Гери [1], который основан на методе конечных разностей на недеформируемой разнесенной эйлеровой сетке с лагранжевыми маркерами в ячейке. Модели учитывают деформацию среды под действием тектонических сил. В ходе расчётов решаются уравнения сохранения момента, массы и энергии в движущейся среде с учётом сил плавучести от тепловых и химических неоднородностей, тепловых эффектов адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Модель учитывает влияние фазовых переходов (включая частичное плавление), метаморфические реакции, плавление пород, миграцию флюидов и расплавов, а также образование и разложение водных минералов. Задана реалистичная вязко-пластическая реология пород, а для описания литологической структуры используются маркеры. Деплетирование мантии рассчитано в соответствии с параметризованными условиями частичного плавления перидотита [2]. Степень эклогитизации для базальтов и габбро

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Швейцарский федеральный технологический институт, Отделение наук о Земле, Цюрих, Швейцария

линейно возрастает в температурных диапазонах 450–650 °С и 600–800 °С соответственно. Детальное описание метода приведено в работе [3].

Мощность коры, степень деплетирования и плотность мантии в океанической плите менялись в численных экспериментах в зависимости от потенциальной температуры мантии (T_p), скорости конвергенции составляла 2.5 и 10 см/год [4].

Согласно референтной модели, при потенциальной температуре мантии на 200 °С выше современной ($\Delta T = 200$ °С) и скорости конвергенции 5 см/год наблюдается пологое погружение плиты на расстояние в несколько сотен километров в течение 25 млн лет. Высвобождаемые из плиты метаморфические флюиды приводят к крупномасштабной (сотни км) серпентинизации мантийного клина в условиях относительно низких температур или к образованию гидратированных перидотитов при более высоких температурах. Часть коровых пород (блоки метабазальтов и в меньшей степени метаосадки) отрывается от плиты и тектонически внедряется в гидратированные перидотиты. Эти коровые блоки, а также породы, остающиеся в плите, подвергаются частичному плавлению с образованием кислых расплавов, которые мигрируют через мантийный клин. В результате, несмотря на последующую эрозию, за ~25 млн лет на океанической коре формируется слой кислых магматических пород (вулканических и плутонических) шириной 200 км и мощностью до 5 км. При этом объем базальтовой магмы, генерируемой за счет частичного плавления гидратированных перидотитов, в модели весьма ограничен (до 2%) по сравнению с объемом кислых пород.

При более высоких потенциальных температурах мантии ($\Delta T = 250$ °С) режим субдукции кардинально меняется. Наблюдается интенсивное коробление субдуцирующей плиты и быстрое наступление фронта желоба (~400 км за 22 млн лет при скорости конвергенции 5 см/год). При этом плита пододвигается под перекрывающую плиту на расстояние всего около 200 км. Несмотря на повышенный тепловой поток, островодужный вулканизм в этой модели оказывается незначительным, что объясняется ограниченным частичным плавлением как гидратированной мантии, так и коровых метабазальтов.

Исследована также последующая эволюция кремнекислых доменов, предварительно сформированных в океанической коре. Численное моделирование показывает, что в процессе субдукции эти положительно плавучие образования отделяются от погружающейся плиты, мигрируют в виде диапиров через серпентинизированный мантийный клин и внедряются в океаническую кору перекрывающей плиты. После прекращения конвергенции происходит слияние диапиров с формированием сложного купола гранитоидного состава.

При $\Delta T = 0$–100 °С тонкая океаническая кора и подстилающая деплетированная мантия субдуцируют по крутой траектории. Метаморфиче-

ская дегидратация стимулирует развитие серпентинизации в перидотитах мантийного клина. С ростом температуры серпентин разлагается, образуя вышележащую зону гидратированной мантии. При температурах свыше 950 °С эти гидратированные перидотиты подвергаются частичному плавлению с образованием базальтовой магмы. Параллельно метаосадки и метабазальты тектонически отделяются от плиты и внедряются в гидратированную мантию клина, где также плавятся, формируя кремнекислые расплавы (дациты, риолиты, адакиты). Их извержение происходит ближе к желобу по сравнению с базальтами. Образование фельзических магм связано не с плавлением пород в самой плите, а с частичным плавлением их блоков, которые были тектонически внедрены в меланж мантийного клина. Более высокие температуры и более низкие давления в этой области по сравнению с поверхностью плиты создают благоприятные условия для этого процесса.

Референтная модель архейской субдукции демонстрирует четырёхкратное превышение скорости генерации кремнекислых магм по сравнению с моделью для современных мантийных температур. Полученные данные свидетельствуют о резком снижении темпов формирования кислых расплавов при переходе от режима пологой субдукции в докембрии к крутому погружению плит в современную эпоху. Результаты работы подтверждают важную роль пологой субдукции в образовании континентальной коры на ранних этапах развития Земли.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ грант № 23-17-00066 с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

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., 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. P. 21489.

3. *Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Stern R.J.* Shallow vs. deep subduction in Earth history: contrasting regimes of water recycling into the mantle // Precambrian Research. 2025. V. 418. P. 1107960.

4. *Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Griffin W.L*. Felsic magmatism during Precambrian flat subduction // Geoscience Frontiers. 2025. V. 16. P. 102133.

М.Е. Петракова[1], А.А. Третьяков[1], К.Е. Дегтярев[1], Н.А. Каныгина[1]

Крыккудукский гранитоидный комплекс – завершающий этап развития средне-позднеордовикской островной дуги в Северном Казахстане

Крупные многофазные гранитоидные массивы являются характерной чертой активных континентальных окраин, а их вещественный состав представляет информацию об источниках, механизмах образования расплавов и корообразующих процессах на разных стадиях эволюции энсиалических субдукционных систем. В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса подобные комплексы широко распространены в пределах палеозоид Северного Казахстана, где их формирование происходило на протяжении более 50 млн лет и было связано с развитием субдукционных систем в позднем ордовике – раннем девоне [5]. Наиболее ранние проявления интенсивного гранитоидного магматизма в палеозое были связаны со становлением тоналит-гранодиоритовых интрузивов крыккудукского комплекса, завершающих эволюцию средне-позднеордовикской Чингиз-Северотяньшаньской островодужной системы. Она имеет гетерогенный фундамент, в строении которого были тектонически совмещены комплексы кембрийско-раннеордовикских островных дуг различного типа и террейны с докембрийской корой [1].

Внедрение гранитоидов крыккудукского комплекса происходило вдоль поверхностей, разделяющих разновозрастные стратифицированные комплексы, а также разломов и узлов их пересечений, чем обусловлены разнообразные формы и размеры интрузивов. Интрузивы имеют гарполито- или лополитообразную формы, либо образуют плитообразные тела мощностью от 0.5 до 8 км с полого залегающим ступенчатым дном и площадью от десятков до 2000 км^2 [4]. В разных массивах гранитоидов широко распространены крупные останцы, сложенные гнейсами, амфиболитами, телами габброидов. Часто в гранитоидах отмечаются директивные текстуры и мафитовые включения вытянутой формы согласно директивности. Для гранитоидов крыккудукского комплекса получено большое количество K-Ar датировок, охватывающих интервал от 245 до 527 млн лет [2], также редкие U-Pb оценки возраста гранодиоритов Буландино-Аккольского и Яблоново-Итейменского массивов на западе Степнякской зоны в интервале 448–454 млн лет [1, 3].

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

Для уточнения возраста, оценки условий кристаллизации и возможных источников расплавов нами были проведены геохронологические и изотопно-геохимические исследования гранитоидов Крыккудукского, Аккудукского и Аркалыкского массивов, расположенных в центральной и восточной частях Степнякской зоны Северного Казахстана.

Породы Крыккудукского массива представлены серией от кварцевого диорита до гранодиорита. Для них характерно понижение содержаний Al_2O_3, MgO, FeOt, CaO, Na_2O и повышение ΣРЗЭ с ростом кремнезема, что характерно для дифференцированных серий пород. При этом слабо фракционированные распределения РЗЭ (La/Yb)n = 3.2–2.8, (Gd/Yb)n = 1.1–1.3 указывают на незначительную степень дифференциации расплавов. Акцессорный циркон в гранитоидах характеризуется как широкой, так и тонкой осциляционной зональностью характерной для средних и кислых расплавов соответственно. Для него была получена оценка возраста кристаллизации (проба Z-2412) 458±3 млн лет (SHRIMP-II). Отсутствие более древних захваченных зерен циркона позволяет рассчитать минимальные субликвидусные температуры кристаллизации по насыщению расплава цирконием 827–697 °С [11] и Ti в Zr = 774–740 °С [8], ликвидусные по насыщению расплава фосфором 830–750 °С [9].

Гранитоиды Аккудукского массива также представляют дифференцированную серию от кварцевого диорита до гранодиорита. В них характерно присутствие плагиоклаза с реверсивной зональностью An 45–28, первично магматического высокотитанистого биотита (TiO_2 = 4.1–2.7%), а также щелочного полевого шпата, образующего как включения в плагиоклазе, так и самостоятельные кристаллы. Для пород также характерно понижение содержаний большинства петрогенных оксидов и повышение K_2O и ΣРЗЭ с ростом SiO_2, более фракционированные распределения РЗЭ (La/Yb)n = 6.3–8.7, со слабым обеднением тяжелыми (Gd/Yb)n = 2.03–1.59 и более высокими концентрациями Ba и Sr в сравнении с породами Крыккудукского массива. Циркон, выделенный из гранодиорита (проба ЕР-1525), представлен удлиненными призматическими кристаллами с тонкой магматической зональностью, характерной для кислых магматических расплавов, для него получена оценка возраста кристаллизации 449±5 млн лет (SHRIMP-II). Субликвидусные температуры, оцененные по насыщению расплава цирконием 780–720 °С [8], насыщением фосфора 920–810 °С [9]. Глубины кристаллизации, рассчитанные по идиоморфной магнезиальной роговой обманке, составили 6–9 км (3.3–2.3 кбар).

Породы Аркалыкского массива представлены диоритами и кварцевыми диоритами. В них присутствует клинопироксен (диопсид xMg = 0.70–0.64), реликты ортопироксена, магнезиальная роговая обманка (xMg = 0.63–0.58), плагиоклаз с прямой зональностью An 53–29 и первично магматический биотит (TiO_2 = 4.9–3.7%). Породы слабо диффе-

ренцированы ((La/Yb)n = 5.7–3.6, (Gd/Yb)n = 1.8–1.3) и характеризуются уменьшением содержаний K_2O, Th, U, Ba, Zr, ΣРЗЭ с ростом SiO_2, что, вероятно, является признаком парциального плавления, а не дифференциации. Циркон, выделенный из кварцевого диорита Аркалыкского массива (проба Z-2538), представлен удлиненными призматическими кристаллами с широкой магматической зональностью (полосчатостью), для него получена оценка возраста 444±4 млн лет. Кристаллизация диоритов происходила в условиях верхней коры при давлении 2.9–2.2 кбар (9–6 км) и температуре субликвидуса 690–660 °С, ликвидусные температуры, посчитанные по насыщению расплава фосфором ~ 910 °С [8].

Новые данные о возрасте пород крыккудукского комплекса совместно с опубликованными материалами позволяют считать, что формирование этого комплекса происходило в течение временного интервала ~458–444 млн лет, соответствующего всему позднему ордовику [6]. Гранитоиды прорывают вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы различных структур латерального ряда средне-позднеордовикской островной дуги (задугового прогиба и фронтальной вулканической области), что может свидетельствовать о внедрении после прекращения субдукции или на ее завершающих стадиях. Формирование таких значительных объемов магматических расплавов среднего и кислого состава предполагает плавление корового субстрата в обстановке растяжения, вызванного апвеллингом мантийного материала, например, на фоне миграции зоны субдукции в сторону океана. Присутствие среди гранитоидов крыккудукского комплекса диоритов с реликтами ортопироксена, образцов с признаками гибридизма кислых и базитовых магм (реверсивная зональность Pl, мафические включения, директивность), высокие ликвидусные температуры, обогащенность Sr, Ba, и более истощенные параметры (Gd/Yb)n указывают на участие мантийного компонента в образовании исходных расплавов.

При этом породы крыккудукского комплекса в основном являются магнезиальными, метаглиноземистыми (A/CNK = 0.72–0.88), принадлежат к известковой и известково-щелочной серии, что, характерно для гранитов I-типа, которые на тектоно-магматических диаграммах попадают в область гранитов островных дуг [10]. Надсубдукционное происхождение подтверждается обогащением элементами групп КИЛ и ЛРЗЭ, негативными аномалиями Nb и Ti и слабыми позитивными аномалиями Sr. Незначительное обеднение ТРЗЭ ((Gd/Yb)n = 2.03–1.3) и Y указывают на образование расплавов в равновесии с амфибол-содержащим реститом на глубинах не более 30 км, что отвечает нижнекоровому уровню.

Таким образом, особенности вещественного состава гранитоидов крыккудукского комплекса отражают различный вклад мантийного и нижнекорового источников. Изотопные составы Nd гранитоидов (εNd(450) = 3.4–3.6, $T_{Nd}^{(DM)}$ 850–1200 млн) указывают на значительную роль позднедо-

кембрийских комплексов в строении коры всего латерального ряда структур средне-позднеордовикской островодужной системы. Формирование этого фертильного источника, вероятно, было связано с этапами тектономагматической активности в конце мезо- (~1200–1100 млн лет) и начале (~945–920 млн лет) неопротерозоя, которые в Северном Казахстане отмечены в пределах террейнов с докембрийской корой, относящихся к Исседонской группе [7]. Эти этапы сопровождалась андерплейтингом базитовых расплавов во внутриплитной обстановке, приведших к плавлению комплексов раннедокембрийской континентальной коры и образованию анорогенных гранитоидов и эффузивов.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН № 123032400058-6.

Литература

1. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

2. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Восточный Казахстан. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 596 с.

3. *Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д.* Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: обоснование возраста и структурное положение // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 222–226.

4. Магматизм Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 168 с.

5. *Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б.* Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26–44.

6. *Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N*. The ICS international chronostratigraphic chart this decade // Episodes. 2025. V. 48. N. 1. P. 105–115.

7. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V*. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

8. *Ferry J.M., Watson E.B*. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contr. Miner. Petrol. 2007. V. 154. P. 429–437

9. *Harrison T.M., Watson E.B*. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1467–1477.

10. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

11. *Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 6. P. 295–304.

В.И. Попков[1], И.В. Попков[1]

Послойные тектонические срывы в платформенном чехле Северного Каспия

Анализ геолого-геофизических материалов показал, что глубинная тектоника северной части Скифско-Туранской платформы на акватории Северного Каспия характеризуется сложной морфологией дислокаций в доплитном комплексе и вышележащем платформенном чехле, образовавшихся в обстановке бокового сжатия. Установлено, что в доюрских отложениях широко представлены листрические надвиги и субгоризонтальные срывы, образующие ярко выраженные тектонические пластины [6, 7]. Формирование дислокаций доплитного комплекса связано с коллизионными процессами, сопровождавшими закрытие остаточных бассейнов океана Палеотетис [9]. В последующем своем развитии платформа периодически испытывала горизонтальное сжатие, что сопровождалось возобновлением подвижек тектонических пластин. В результате этого отдельные срывы проникали в перекрывающие отложения, что привело к формированию в их фронтальных частях складчато-надвиговых дислокаций [5].

Помимо этого, в отложениях платформенного чехла представлен и другой тип дислокаций – внутриформационные (послойные) срывы, фиксирующиеся на временных сейсмических разрезах (рис. 1). Эти срывы приурочены к подошвенной части алевролито-аргиллитовой толщи (альб), залегающей на карбонатно-песчанистых отложениях (апт). Их образование произошло под воздействием сил бокового сжатия, направленных с юга на север. Поверхности срывов, по мере продвижения в север-северо-восточном направлении, изгибаются к верху с образованием малоамплитудных антиклиналей в перекрывающем комплексе. В левой части разреза видно увеличение мощности альбских отложений по сравнению с более северными районами, что может быть связано с нагнетанием глинистых толщ во фронтальной части крупного надвига. Последний проникает в

[1] Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

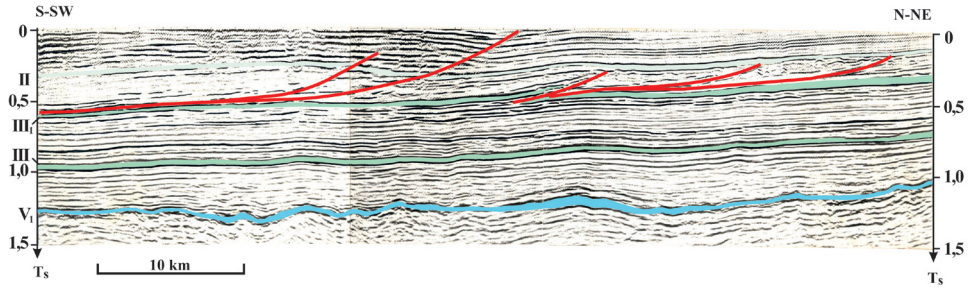


Рис. 1. Временной разрез, иллюстрирующий тектонические срывы в платформенном чехле Каспийского моря. Соотношение масштабов 1:1. Отражающие горизонты: в подошве: V_1 – юры; III – нижнего мела; III_1 – апта; II – сенона–турона

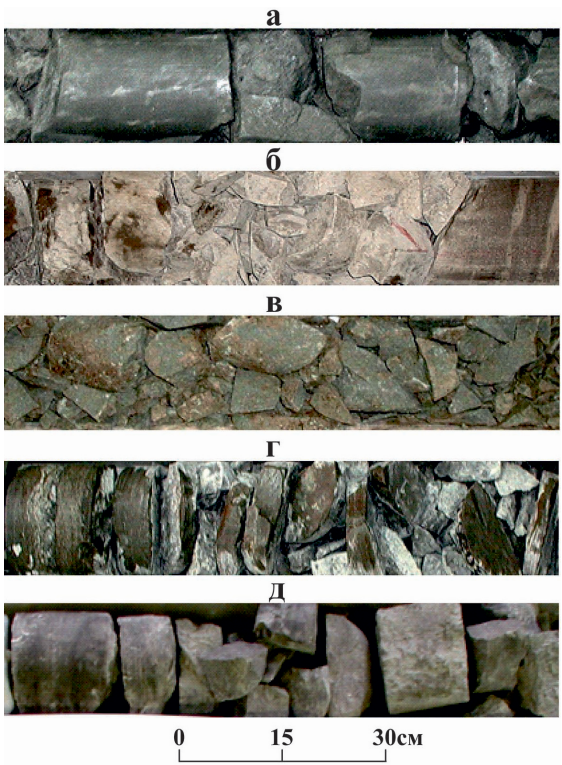


Рис. 2. Фрагменты деструкции пород в зонах послойных срывов в кернах мезозойского разреза Каспийского моря (по данным [1], изменено).
Керны глубоких скважин: *а* – скв. Ракушечная-1; *б, в* – скв. Хвалынская-3; *г, д* – Хвалынская-4

вышележащие отложения, разрывая осадочный чехол на всю его мощность.

Отражение фронтальных частей альбских тектонических чешуй в отложениях сеномана в виде антиклинальных изгибов слоев, разрыв основным надвигом перекрывающих верхнемеловых и кайнозойских толщ на всю мощность говорят о тектонической природе дислокаций и их молодости.

Послойные срывы в среднеюрско-нижнемеловом разрезе в пределах Северного Каспия подтверждены также материалами глубоких скважин практически на всех разбуренных площадях (Широтное, Хвалынское, Ракушечное, Ю. Корчагина и др.) [1, 2]. Обнаружено, как минимум, тринадцать интервалов развития тектонических брекчий, насыщенных многочисленными субгоризонтальными трещинами и зеркалами скольжения (рис. 2). Местами породы практически полностью раздроблены, образуя сыпучую тонкообломочную фракцию. Толщина таких интервалов колеблется от первых дециметров до 2–3 м.

В отдельных случаях наблюдается концентрация послойных срывов, в результате чего в интервале 25–30 м было обнаружено от 4 до 7 горизонтов дробления. В результате этого происходит наложение и суммирование деформаций, приводящее к образованию достаточно значительной по толщине зоны повышенной тектонической трещиноватости и флюидопроводимости. При этом отсутствует какая-либо взаимосвязь положения срывов с литологическим составом пород или с их возрастом [2].

Таким образом, есть все основания говорить о тектонической расслоенности платформенного чехла молодой Скифско-Туранской платформы в пределах Северного Каспия, обусловленной развитием в разрезе многочисленных послойных срывов, расчленивших его на ряд литопластин. Очевидна молодость дислокаций, о чем свидетельствует широкий стратиграфический диапазон распространения послойных срывов с проникновением некоторых из них в самые верхние горизонты чехла, раскрытость связанных с ними тектонических трещин, а также наличие аналогичных структур на прилегающих районах суши [4].

Морфология дислокаций свидетельствует об их формировании в результате бокового сжатия, направленного в север-северо-восточном направлении. Источником тангенциального стресса может служить продвижение на север Аравийской плиты, глубоко вклинившейся в альпийский покровно-складчатый пояс с последующей трансляцией тектонических напряжений в пределы молодой платформы. Результаты этого воздействия особенно ярко проявляются в непосредственно прилегающих к нему районах Дагестанского клина, где сформирована система дуплексов, последовательно надвинутых друг на друга тектонических пластин, бескорневых складок, в том числе в миоценовых отложениях, сгруппиро-

ванных в линейные антиклинальные зоны северной и северо-восточной вергентности [8].

Важным моментом современной геодинамики по данным GPS-наблюдений является быстрое горизонтальное смещение Северного Кавказа в северо-восточном направлении со скоростями 26–28 мм/год. Возникающие при этом избыточные горизонтальные движения в пограничной области Северного Кавказа и Скифской плиты обусловливают высокую современную геодинамическую активность и сейсмичность этой переходной зоны [10].

Воздействие северного дрейфа Аравийской плиты сказывается на распределении горизонтальных напряжений в пределах Евразийской плиты на расстояние до полутора–двух тысяч километров от ее южного края [3]. Рассмотренные выше дислокации находятся к северо-востоку от Дагестанского клина на удалении всего лишь на 300–350 км.

Приведенные выше сведения ставят под серьезное сомнение широко распространенное мнение о примате вертикальных тектонических движений в формировании внутриплитных дислокаций Северного Каспия.

Полученные результаты дают возможность решить ряд прикладных задач при проведении геологоразведочных работ и последующей разработке открытых здесь месторождений нефти и газа.

Литература

1. *Анисимов Л.А.* Характер дислокаций в плитном комплексе Скифско-Туранской платформы // Недра Поволжья и Прикаспия. 2023. Вып. 109. С. 30–40.

2. *Касьянова Н.А., Левченко В.С., Воронцова И.В., Анисимов Л.А., Попова П.Ф., Голенкин М.Ю., Халиуллов И.Р.* Изучение современных «трещинных» фильтрационных путей в волжско-неокомской части резервуара месторождения им. Ю.Корчагина по результатам комплексного анализа данных трассерных и геофлюидодинамических исследований // Геология нефти и газа. 2015. № 5. С.23–33.

3. *Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении. // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.

4. *Попков В.И.* Узунбасские дислокации (Южный Мангышлак) // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академии наук Республики Башкортостан. 2010. № 15. С. 50–57.

5. *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.

6. *Попков В.И., Попков И.В.* Послойные тектонические срывы в осадочном чехле платформ и некоторые практические следствия // Геология и геофизика Юга России. 2025. Т. 15. № 2. С. 50–62. DOI: 10.46698/VNC.2025.84.74.002

7. *Попков В.И., Попков И.В.* Тектоническая расслоенность платформенного чехла и доплитного комплекса Скифско-Туранской плиты в акватории Каспийского моря // Геотектоника. 2025. № 3. С. 72–86. DOI: 10.1134/S0016852125700219

8. *Соборнов К.О.* Вдвиговые деформации южного борта Терско-Каспийского прогиба: строение, формирование и нефтегазоносный потенциал // Геология нефти и газа. 2019. № 6. С. 19–30. DOI: 10.31087/0016-7894-2019-6-19-30

9. *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.

10. *Milyukov V.K., Mironov A.P., Rogozhin E.A., Steblov G.M.* Velocities of contemporary movements of the northern Caucasus estimated from GPS observations. // Geotectonics. 2015. V. 49. N.3. P. 45–58. DOI: 1.210-218.0.1134/S0016852115030036

С.С. Попов[1], А.Ф. Читалин[1]

Роль геолого-структурного картирования при прогнозировании новых рудных залежей на примере золото-медных месторождений Сакдриси и Маднеули в Грузии

Месторождения Сакдриси и Маднеули расположены в пределах Болнисского рудного района на юге Грузии, в структурном отношении представляющего собой присдвиговый дуплекс сжатия [2]. Инфраструктура дуплекса сформирована разнонаправленными разрывными нарушениями, в зонах пересечения которых локализуются области декомпрессии. Положение разрывных нарушений определяет маршруты движения магм и рудных растворов.

Полевое геолого-структурное изучение месторождений Сакдриси и Маднеули было выполнено специалистами ИГТ (С.С. Попов, Д.В. Сивков, Е.М. Гришин, А.Ф. Читалин) в 2022 году с целью уточнения геологического строения и прогноза развития оруденения. Исследования включали в

[1] ООО «ИГТ-сервис», Москва, Россия

себя: геолого-структурное картирование, оперативную обработку данных, построение трёхмерных моделей месторождений и анализ стереограмм структурных замеров.

Месторождение Сакдриси представляет собой серию кулисообразно расположенных рудных штокверков в пределах левосдвиговой зоны северо-восточного простирания. Ширина сдвиговой зоны в пределах изученной территории варьирует от 250 до 850 м (рис. 1).

В структурном развитии Сакдрисской сдвиговой зоны установлено три этапа [1]:

1) «зарождение» сдвиговой зоны в обстановке фронтального СЗ-ЮВ сжатия, когда обширная область подверглась тектонизации с формированием множества трещин и локальных зон рассланцевания;

2) начало формирования главных разломов и сопровождающих их кварцевых штокверков в зонах локального растяжения, на которые полистадийно были наложены сначала сульфидная минерализация, а затем золото;

3) формирование поверхностей сместителей главных разломов, вдоль которых происходят активные подвижки, частично «срезающие» рудные штокверки – это приводит к формированию новых субмеридиональных зон растяжения, которые заполняются гидротермальными брекчиями с рудными обломками и цементом, затем сместители основных разломов «залечиваются» пострудными эоценовыми дайками основного и кислого состава [1].

Месторождение Маднеули расположено в 8 км к востоку от Сакдриси и локализовано в узле пересечения субмеридионального сброса и широтного надвига. Основные рудные тела, представленные сульфид-кварцевыми штокверками, имеют субгоризонтальное залегание, эшелонировано располагаясь в пределах разрывной зоны юго-западного погружения (рис. 2).

В эволюции структуры месторождения Маднеули выделяется три этапа [1]:

1) интенсивная метасоматическая проработка «вмещающих» пород, после чего, в обстановке субмеридионального растяжения сформировались кварц-сульфидные штокверки;

2) образование пологих надвигов юго-западного падения и субширотных взбросов и правых сдвиго-взбросов; в зонах пересечения разрывов – формирование структурных ловушек для поздней золоторудной минерализации;

3) формирование «пострудных» субмеридиональных сбросов и сдвиго-сбросов, левых сдвигов северо-восточного простирания и сопряжённых с ними правых сдвигов и сбросо-сдвигов северо-западного простирания;

Проведённые исследования позволили установить отчетливо выраженный структурный контроль оруденения на исследованных объектах, и создать геолого-структурные модели месторождений. На основе геолого-структурных моделей были намечены перспективные участки для выяв-

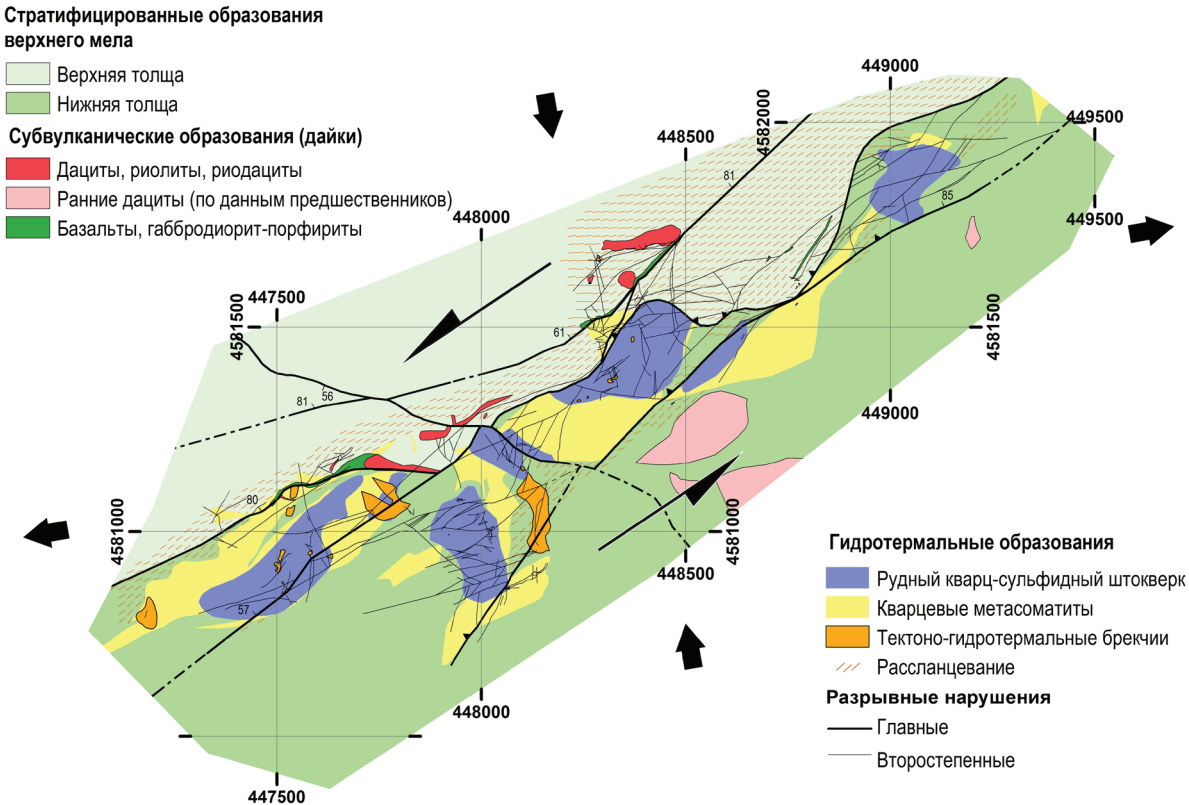


Рис. 1. Структурная схема месторождения Сакдриси. Чёрными стрелками показаны направления регионального сжатия и растяжения, чёрными полустрелками – кинематика Сакдрисской левосдвиговой зоны

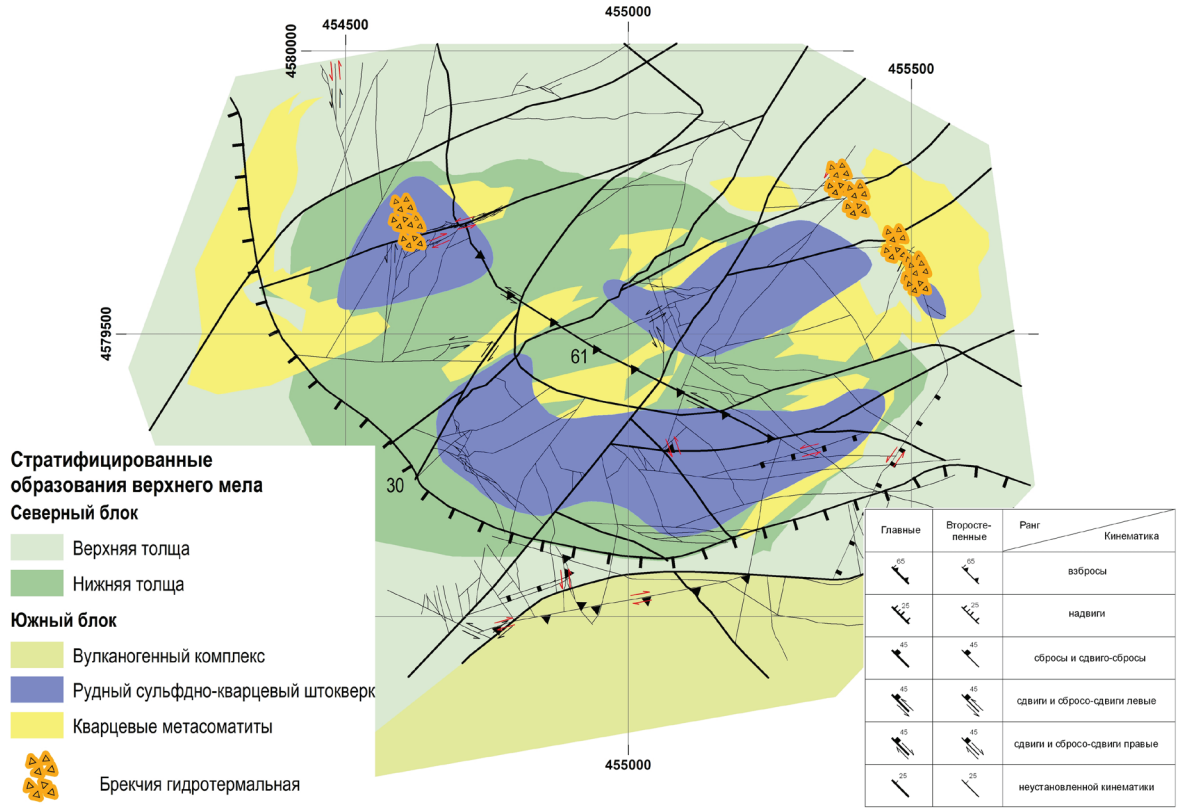


Рис. 2. Структурная схема основных разломов и штокверков в пределах карьерного поля месторождения Маднеули. Черными стрелками показаны направления регионального горизонтального сжатия и растяжения

ления новых рудных тел, как выходящих на дневную поверхность, так и в слепом залегании.

Учитывая выявленные особенности пространственного распределения рудных ловушек и их ожидаемую морфологию, были разработаны рекомендации по корректировке разведочной сети

Литература

1. *Попов С.С., Читалин А.Ф., Сивков Д.В., Гришин Е.М.* Геолого-структурные исследования и прогноз медно-золоторудной минерализации на месторождениях Сакдриси и Маднеули в Грузии // Труды VI Международной геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия-2023. Геологоразведочные технологии: наука и бизнес». Т. I (III). Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2023. С. 69–73.

2. *Fossen H.* Structural Geology. 2nd edition. Cambridge University Press, 2016.

Н.В. Правикова[1,2], А.Ю. Казанский[3,4], А.В. Тевелев[1], А.А. Дебабова[1], А.В. Чистякова[1,2], М.Ю. Шур[1,2], Р.В. Веселовский[1,2], С.Е. Урбанович[1,3]

Восточно-Уральская зона Южного Урала в раннем карбоне: геодинамика и палеомагнетизм

Раннекаменноугольные вулканические образования в Восточно-Уральской зоне Южного Урала представлены березиновским и таяндинским комплексами.

Березиновский вулканический комплекс выделяется в Западной синформной зоне и включает в себя березиновскую толщу и субвулканические тела преимущественно базальтов и риолитов. Березиновская толща формирует несколько тектонических пластин. Она сложена базальтоидами, их туфами и брекчиями, средними и кислыми вулканитами, в низах – с прослоями туфогенных песчаников, алевролитов. Возраст толщи по редким сборам органических остатков устанавливается как визейский [1].

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия
[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[4] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Таяндинский вулканический комплекс расположен в Восточной синформной зоне и состоит из таяндинской толщи и субвулканических тел преимущественно основного состава. Толща сложена туфогенно-осадочными породами, выше которых залегают базальты, андезибазальты, андезиты, риолиты, и их туфы. Породы слагают серию тектонических пластин длиной до 30 км и шириной от 4 до 9 км [1]. Мы получили новые изотопно-геохронологические и палеомагнитные данные по этим комплексам.

Образцы отбирались в течение полевого сезона 2024 г. с помощью электрического бура и вручную штуфами ~5×5×5 см (всего 140 образцов). Ориентировка образцов осуществлялась с помощью магнитного и солнечного компасов. Образцы из березиновского вулканического комплекса отобраны в районе п. Березинский (b1–b5 – базальты, b6 и b7 – долериты) и г. Фролова (F1 и F2 – риолиты). На левом берегу р. Верхний Тогузак в районе моста в д. Бородиновка в невысоких береговых обрывах отобраны образцы из пород таяндинского комплекса (t1 – долериты, t2 и t3 – базальты).

Петрографически базальты березиновской и таяндинской толщ имеют преимущественно порфировую структуру, массивную или миндалекаменную текстуру, состоят из плагиоклаза (50–70%) и клинопироксена (30–50%) с редкими мелкими вкраплениями рудных минералов. Долериты имеют характерную среднезернистую структуру, массивную текстуру. Риолиты афировые или редкопорфировые, массивные или флюидальные, состоят из кварца, калинатриевого полевого шпата и плагиоклаза примерно в равных количествах.

U-Pb изотопно-геохронологический анализ циркона из раннекаменноугольных вулканитов Восточно-Уральской зоны выполнен методом LA-Q-ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7900, соединенным с приставкой для лазерного пробоотбора ESL NWR-213 в Центре коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва [2]. Проведены исследования двух образцов риолитов – F1 и F2. В результате получены оценки изотопного возраста около 340 млн лет для обеих проб.

Палеомагнитные исследования выполнены в Палеомагнитной лаборатории кафедры Динамической геологии МГУ. Все исследования проведены по единой методике [3]. Величина объемной магнитной восприимчивости (k) и ее анизотропия (AMS) измерялись на каппа-мосте MFK-1 (AGICO, Чехия); величина и направление естественной остаточной намагниченности (NRM) на спин-магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия). Для выделения стабильного компонента естественной остаточной намагниченности использовалось ступенчатое терморазмагничивание до 700 °C с шагом от 20 до 50 °C в экранированной печи MMTD 80 (Magnetic measurements, Великобритания). Результаты размагничивания и измерений AMS анализировались с помощью пакетов программ Remasoft 3.0 и Anisoft 4.2 (AGICO,

Чехия), использующих стандартные алгоритмы. Петромагнитные исследования по коэрцитивной спектрометрии выполнены на спектрометре «J_meter» [4] в Научно-исследовательской лаборатории палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского федерального университета (г. Казань).

Результаты ступенчатого терморазмагничивания позволили выделить в вулканитах Восточно-Уральской зоны регулярные компоненты намагниченности, образующие две статистически различающиеся группы (табл. 1).

Таблица 1

Средние палеомагнитные направления в нижнекаменноугольных породах Восточно-Уральской зоны (статистика на уровне точек отбора).

Точка	Петротип	n(N)	Dg (°)	Ig (°)	Kg	Ds (°)	Is (°)	Ks	a95s (°)
Лавы									
b-1	базальт	4c(10)	263	16.2	43.9	261.7	–21.8	43.9	11.9
b-2	базальт	5c(10)	265.2	30.7	116.3	270	–9.5	116.3	7.2
b-3	базальт	5c(10)	278.6	28.5	96.1	278.7	–14.4	96.1	8
b-4	базальт	8c(12)	271.9	21	45.3	271.9	–20.5	45.3	8.4
b-5	базальт	8c(10)	276.1	31.9	429.1	278.9	–11.1	429.1	2.7
t-2	базальт	9c(9)	263.6	–31.5	153.6	276.5	–13.5	153.6	4.2
t-3	базальт	10c(10)	265.1	–43.6	107.0	284.6	–22.9	107.0	4.7
среднее		7(7)	269.1	8.9	6.7	274.6	–16.4	83.0	6.7
Секущие тела									
t-1	долерит	8c(9)	240.2	–21.7	115.2	235	–14.1	115.2	5.2
b-6	долерит	9d(10)	232.2	–25.2	22.9	232.2	–21.8	22.9	11.0
b-7	долерит	10d(11)	236.2	–25.5	61.1	239.2	–18.8	61.1	6.2
среднее		3(3)	236.2	–24.2	368.0	235.5	–18.3	251.3	7.8
распрямление складки 30%		3(3)	236.2	–24.2	368.0	236.0	–22.5	427.3	6.0

Примечание: n(N) – число образцов, использованных в статистике, и общее число образцов, D – склонение, I – наклонение, K – кучность (индексы g и s соответствуют современной и древней системам координат); a95s – радиус круга 95%-го доверия в древней системе координат. Индексы c и d соответственно обозначают, что среднее направление по точке получено методом больших кругов или методом компонентного анализа.

В первую группу входят семь точек, отобранных из излившихся потоков. Результаты исследований магнитной анизотропии AMS в соответствии с [5] и коэрцитивной спектрометрии [6] позволяют предполагать, что изученные породы частично сохранили первичную палеомагнитную информацию. Тест складки [7] указывает на доскладчатый возраст намагниченности для направлений группы 1 (табл. 1). Таким образом, палеомагнитные данные, составляющие первую группу, отвечают пяти из семи критериев палеомагнитной надежности по [8], что позволяет использовать рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы для геодинамической интерпретации.

Вторая группа включает три точки, отобранные из субвулканических тел, прорывающих стратифицированные базальты. Здесь скалярные магнитные характеристики пород имеют существенно бóльшие разбросы, чем в первой группе. Магнитная текстура здесь также отличается от таковой в базальтовых потоках, а основной носитель намагниченности по данным коэрцитивной спектрометрии имеет другой размер магнитного зерна. Тест складки [7] для точек этой группы неопределенный, а максимальная кучность достигается при 30% распрямления складки (табл. 1), т.е. намагниченность синскладчатая. Это может объясняться либо более поздним внедрением субвулканических тел в процессе складчатости, либо перемагничиванием.

Расчет положения палеомагнитных полюсов и их сравнение с референтной кривой перемещения палеомагнитного полюса [9] для Восточно-Европейской платформы (ВЕП) приведен в табл. 2.

Таблица 2

Положения палеомагнитных полюсов пород Восточно-Уральской зоны и их сравнение с полюсами Восточно-Европейской платформы (ВЕП)

	ПШ (°)	Ф (°)	Λ (°)	dp (°)	dm (°)	Источник
Группа 11, излившиеся базальты	8.4	4.0	141.7	4.0	7.8	Наст. работа
ВЕП, 350 млн лет	1.4	2.5	151.5	4.1	8.1	[9]
Смещение к полюсу, градусы	-7.0±6.4					
Относительный разворот, градусы	7.0±7.3					
Группа 2, секущие долериты, синскладчатая намагниченность	11.7	29.0	171.5	3.4	6.5	Наст. работа

Примечание: ПШ – палеоширота, Ф и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp и dm – полуоси овала 95%-го доверия для среднего полюса.

В соответствии с представлениями [9], 350 млн лет назад ВЕП располагалась в приэкваториальной зоне и была развернута относительно современного положения на 90° против часовой стрелки. В этом случае Восточно-Уральская зона имела субширотную ориентировку и располагалась к северу от восточного (в современных координатах) края платформы. Существенных перемещений и разворотов относительно ВЕП (в пределах точности палеомагнитного метода, см. табл. 2) эта зона не испытывала, что предполагает, что к моменту излияния базальтов (340 млн лет назад) она уже была аккретирована к ВЕП.

Литература

1. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Буртштейн Е.Ф. и др.* Геологическое картирование и полезные ископаемые территории листа N-41-XIX (Чесма). Отчет по объекту: «Геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1:200 000 территории листа N-41-XIX (Чесма), подготовка к изданию геологической карты листа (полигонный, ВУЗ за 1993–2000 гг.)» в 4 книгах. Москва, 2000 г.

2. *Веселовский Р.В., Дубиня Н.В., Пономарёв А.В. и др.* Центр коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579.

3. *Tauxe L.* Essentials of paleomagnetism. Berkeley: Univ. of California Press, 2010. 512 p.

4. *Jasonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V. et al.* A modernized coercivity spectrometer // Geologica Carpathica. 1998. V. 49. N 3. P. 224–226.

5. *Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

6. *Wang S., Chang L., Tao C. et al.* Seafloor magnetism under hydrothermal alteration: Insights from magnetomineralogy and magnetic properties of the Southwest Indian Ridge basalts // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2021. V. 126. e2021JB022646. https://doi.org/10.1029/2021JB022646.

7. *Watson G.S., Enkin R.J.* The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophysical Research Letters. 1993. V. 20. N 19. P. 2135–2137. https://doi.org/10.1029/93gl01901.

8. *Van der Voo R*. The reliability of paleomagnetic data // Tectonophysics. 1990. V. 184. N 1. P. 1–9. https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90116-P.

9. *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U. et al.* Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. V. 114. P. 325–368. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007.

Е.С. Пржиялговский[1]

Складчатые деформации в фронтальных аллохтонах Южного Предуралья

В работе на разных масштабных уровнях исследована тектоническая структура верхнепалеозойских осадочных комплексов, накапливавшихся на восточном склоне Предуральского прогиба и деформированных на поздних стадиях герцинской коллизии Урала. На основании ранее выполненных работ (построены принципиальные разрезы вдоль долин рек Ассель и Сакмара, определена мощность аллохтонной пластины в Сакмаро-Икском сегменте зоны «передовых складок» [1]) были сформулированы ключевые задачи: проследить изменение стиля деформаций с севера на юг по мере расширения Предуральского прогиба к Прикаспийской впадине, а также определить и изучить парагенез разномасштабных структур в складчато-деформированной аллохтонной пластине, не ограниченной значимым надвигом (рампом) в фронтальной части.

Для решения поставленных задач применялся комплекс методов: (1) полевое изучение деформационных структур, (2) уточнение структурно-геологической информации путем дешифрирования космических изображений высокого разрешения, прослеживания и корреляции маркирующих горизонтов, (3) построение структурно обоснованных поперечных разрезов, с учетом имеющихся геолого-геофизических данных.

В ходе исследования установлено постепенное изменение стиля деформаций и структурных парагенезов в поперечных пересечениях зоны «передовых складок» по мере продвижения с севера на юг – к Прикаспийской впадине. В районе реки Урал и южнее складки макроуровня достигают максимальной амплитуды, при этом аллохтонная пластина практически не осложнена листрическими взбросами и продольными сдвигами, в отличие от Сакмаро-Икского сегмента.

Западное ограничение аллохтона представлено зоной пластичного смятия всего комплекса верхнепалеозойских пород, иногда с малоамплитудными срывами взбросовой кинематики. Можно предположить, что отсутствие фронтального надвига обусловлено двумя причинами: увеличением ширины зоны складчатых деформаций и большим погружением верхнепалеозойской толщи, вдоль которой формировался детачмент основания аллохтона.

Анализ морфологии складок в разных горизонтах разреза показал существенные различия. Складки нижнепермского комплекса, располагав-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

шегося на поверхности в момент деформации, характеризуются минимальными изменениями мощностей в замках и на крыльях, что характерно для механики изгиба. Для более глубоких горизонтов – низов аллохтонной пластины (флишевые комплексы каменноугольного–позднедевонского возраста) – характерно субгоризонтальное тектоническое разлинзование, проявляющееся ступенчатым изменением уровня зеркала складок. Изоклинальные подобные складки (с увеличенными мощностями слоев в замках) осложнены многочисленными крутыми разрывными нарушениями на крыльях и кливажем, параллельным осевым поверхностям. Эта совокупность признаков указывает на деформацию горизонтального квазипластического смятия в тектонических пакетах, ограниченных листрическими разломами. Во всех изученных сегментах зоны фронтальных аллохтонов формирование крупных складок сопровождалось на определенных стадиях формированием более мелких внутрипластовых складок. Парагенетическая взаимосвязь крупных и мелких складок выявляется статистическими методами структурного анализа, с учетом положения более мелких структур в разных крыльях или замках крупных. Подобный подход позволил определить поздне-тектоническую природу подавляющего числа складок мезоуровня при том, что лишь незначительная их часть была сформирована на стадии седиментации в результате склоново-оползневых процессов.

В процессе проведённых исследований продемонстрирована пространственная изменчивость структурных парагенезов в фронтальных аллохтонах Южного Предуралья, обусловленную строением и расположением структур регионального ранга – складчатого сооружения Урала и Предуральского прогиба, расширяющегося на юге в сторону Прикаспийской впадины. В поперечных разрезах зоны фронтальных структур, построенных южнее р. Урал, деформации верхнепалеозойского комплекса развиты в пределах единой тектонической пластины, сорванной с нижележащего основания только в тыловой восточной части, без смещения фронта аллохтона по надвигу. Внутри пластины толщи пород смяты в крупные прямые складки, зеркало которых очень полого поднимается к востоку, в соответствии с наклоном главного детачмента в подошве аллохтона.

В целом с севера на юг уменьшается количество листрических надвигов, разделяющих аллохтон на отдельные тектонические линзы, разрывные нарушения на крыльях складок становятся редкими. В южном сегменте зоны деформаций (на границе с Прикаспийской впадиной) аллохтон не имеет чёткого тектонического ограничения с запада: смещение по погружающемуся на запад детачменту полностью компенсируется смятием пород аллохтонной пластины.

Полученные данные позволяют уточнить условия формирования аллохтонных структур в зоне «передовых складок», а также скорректиро-

вать модели завершающих стадий тектонической эволюции герцинского сооружения Урала.

Исследование выполнено по теме госзадания ГИН РАН.

Литература

1. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Кузнецов А.Б., Журавлева Н.Д.* Структурный парагенез и геологические условия формирования фронтального аллохтона Южного Предуралья // Геотектоника. 2025. № 3. С. 49–71. DOI: 10.31857/S0016853X25030038

А.В. Прокопьев[1], Д.А. Васильев[1], В.Б. Ершова[2,3], В.И. Шпикерман[4], Д. Стокли[5]

Первые геохронологические данные о раннекембрийских и раннесилурийских тектонических событиях в осевой части Верхояно-Колымского орогенного пояса

На юго-востоке осевой части Верхояно-Колымского орогена в Уочатском тектоническом блоке Омулевского террейна протяженностью около 30 км при ширине до 8 км обнажены метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации толщи северо-западного простирания и генерального северо-восточного падения. Общая мощность разреза более 1000 м. В целом породы представлены бластомилонитами, степень метаморфизма которых увеличивается вниз по разрезу. Несмотря на то, что структурные стресс-индикаторы указывают на основное направление тектонического транспорта с северо-востока на юго-запад [2], породы претерпели несколько этапов деформаций. На северо-восточном фланге эти толщи перекрываются фаунистически охарактеризованными слабо метаморфизованными существенно карбонатными отложениями среднего

[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] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия
[5] Jackson School of Geoscience, University of Texas at Austin, USA

ордовика. На юго-западе породы Уочатского блока взброшены на отложения ордовика–силура и триаса [4] в процессе мезозойского тектогенеза.

Ранее по данным U-Pb датирования (LA-SF-ICP-MS) обломочных цирконов и по расчетам нижних пределов возраста осадконакопления по самым молодым зернам [5] нами было установлено, что возраст этих пород варьирует от 998 до 803 млн лет (тоний, ранний неопротерозой) [2]. В этот же временной интервал происходило образование амфиболитов и двуслюдяных гнейсов с U-Pb (SHRIMP) возрастом 960±9 и 988±6 млн лет соответственно [4]. В центральной части Уочатского блока породы метаморфического комплекса прорваны милонитизированными гранитами с U-Pb возрастом 615–631 млн лет (эдиакарий, поздний неопротерозой) [2, 4].

Для определения времени проявления динамометаморфизма было проведено ^{40}Ar–^{39}Ar датирование слюд различной генерации из пород нижней и средней части разреза мощностью ~670 м в Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Из семи образов были получены следующие датировки *мусковита*, широко распространенного на поверхностях сланцеватости: 508±6, 518±7 и 519±6 млн лет (хлорит-мусковит-кварцевые сланцы); 532±6 и 519±8 млн лет (гранат-мусковит-кварцевые сланцы); 516±7 млн лет (мусковит-микроклин-кварцевые сланцы) и 532±6 млн лет (карбонат-хлорит-двуслюдяные сланцы). Средний возраст оценивается в **521±8.6 млн лет** (*ранний кембрий*).

Из этой же части разреза были получены следующие ^{40}Ar–^{39}Ar возрасты *биотита* из трех образцов: гнейсов – 439±5 млн лет, карбонат-хлорит-двуслюдяных сланцев – 438±7 млн лет и бластокатаклазитов–бластомилонитов по гранитоиду – 437±6 млн лет. Средний возраст **438.1±3.3** млн лет (*ранний силур*).

Таким образом, получены первые сведения о проявлении в Верхоянско-Колымском орогенном поясе раннекаледонских деформационных событий – в раннем кембрии и раннем силуре.

Предлагается следующий сценарий неопротерозойской–раннекаледонской тектонической эволюции этой части орогенного пояса:

1) В раннем неопротерозое (тоний) произошло накопление толщ вблизи Гренвильского орогена, на что указывают наиболее значимые возрастные пики в 990–1100 млн лет обломочных цирконов из изученных метаморфических толщ Уочатского тектонического блока (около 50% от всех датированных зерен) [2].

2) В эдиакарское время внедрились, по всей видимости, надсубдукционные гранитоиды Уочатского комплекса.

3) В раннем кембрии произошло деформационное, предположительно коллизионное, событие, сопровождавшееся образованием бластомило-

нитов и сланцеватости первого этапа. Магматические образования этого возраста в Верхояно-Колымском орогене не установлены.

4) В раннем силуре имело место следующее деформационное событие, приведшее к образованию в Уочатском тектоническом блоке наложенной складчатости второго этапа. Севернее в Омулевском террейне в это время происходило внедрение надсубдукционных граносиенит-порфиров с U-Pb возрастом 440–430 млн лет [3], а в расположенном северо-восточнее Омолонском террейне – внедрение гранитоидных и сиенитовых магм абкитского и анмандыканского плутонических комплексов (433–425 млн лет, U-Pb) [1].

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-п).

Литература

1. *Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Прокопьев А.В., Брусницына Е.А.* Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика // Геология и геофизика. 2025. № 1. С. 1–26. DOI: 10.15372/GiG2024175

2. *Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шпикерман В.И., Васильев Д.А., Брусницына Е.А., Стокли Д.* Докембрий Приколымского и юго-восточного фланга Омулевского террейнов Верхояно-Колымского орогена: реконструкция питающих провинций и деформации // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 462–465.

3. *Сычев С.Н., Лебедева О.Ю.* Первые данные о раннепалеозойском интрузивном магматизме Рассохинского террейна (Омулевские горы, Восточная Якутия): петрография и изотопно-геохронологические исследования // Тенденции и проблемы развития наук о Земле в современном мире. Междунар. науч.-практ. конф. Гомель: ГГУ им. Ф. Скорины, 2022. С. 76–79.

4. *Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васькин А.Ф., Петухов В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская Лист P-55 – Сусуман. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 520 с.

5. *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.

И.Р. Прокопьев[1], А.Г. Дорошкевич[1], В.О. Горюнова[1]

Редкометалльный потенциал айлликитовых расплавов щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона

Щелочные карбонатитовые комплексы сегодня являются основным источником редкоземельно-редкометалльных руд в мире. Формирование рудоносных карбонатитов связано с процессами кристаллизации карбонатизированной щелочной силикатной магмы при последующем участии гидротермальных флюидов. Особенности накопления и состав редких и редкоземельных металлов для различных карбонатитовых комплексов значительно варьируют. Понимание тектонических и геодинамических режимов образования щелочно-силикатно-карбонатных расплавов, выяснение специфики их состава, а также изучение процессов и механизмов, ответственных за формирование рудной минерализации в щелочно-карбонатитовых системах являются важными аспектами научных петрологических и прикладных геолого-промышленных исследований.

В наши дни известно немногим более 650 карбонатитовых комплексов в мире, и только порядка 10% из них имеет промышленный рудный потенциал [1]. Большинство щелочных карбонатитовых комплексов сформированы в континентальных условиях в архейских, протерозойских или фанерозойских породах, подстилаемых докембрийским фундаментом. Карбонатиты образуются в тектонических обстановках растяжения, вдоль основных линейных нарушений, связанных с крупномасштабными зонами внутриплитных разломов (рифтогенеза), в сочетании с куполообразными элементами, или приурочены к мантийным окнам («slab windows) в зонах субдукции. Геодинамический режим формирования карбонатитов указывает на генетическую связь с плюмовыми событиями [2].

Альтернативой плюмовой модели может служить модель формирования щелочно-силикатно-карбонатных расплавов вследствие движения литосферных плит при распаде суперконтинентов [3]. В результате раскола, рифтогенеза, возникновения локальных очагов растяжения и повышенной проницаемости коры, астеносфера может подниматься на неглубокие уровни под окраиной кратона с переходом кратонной геотермы на более высокотемпературный уровень. Это приводит к низкой степени частичного плавления в условиях присутствия CO_2 и сопровождается об-

[1] Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

разованием карбонатитоподобной фракции расплава, формирующей при подъёме карбонат-флогопитовые (клинопироксен-амфиболовые) жилы. Продолжающееся перемещение кратонной геотермы вверх позволяет переплавлять эти жилы, а образовавшиеся высококалиевые силикатно-карбонатные расплавы просачиваются в мантийный перидотит, вызывая его плавление и образование щелочного силикатного айлликитового расплава, богатого карбонатной фракцией.

Обе модели применимы для петрогенезиса щелочных карбонатитовых комплексов на Сибирском кратоне, среди которых выделяется отдельный генетический тип карбонатитов, формирование которых связывают с эволюцией щелочно-ультраосновного айлликитового расплава [4]. Айлликиты представляют собой богатые карбонатами ультраосновные лампрофиры, которые состоят из макрокристов и/или вкрапленников оливина и флогопита, расположенных в основной массе первичного карбоната с флогопитом, шпинелидами, ильменитом, рутилом, перовскитом, апатитом и др. Ультраосновные лампрофиры представляют собой редкие породы мантийного происхождения, образовавшиеся из изотопно умеренно деплетированной мантии, при низкой степени частичного плавления мантийного перидотита в условиях присутствия CO_2, и отличаются высокими характеристиками #Mg, Cr, Ni. К настоящему времени ассоциация карбонатитов с ультраосновными лампрофирами установлена лишь в 22 случаях [1]. Современные петрологические исследования показывают, что формирование редкометалльных карбонатитов в пределах щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов происходит из единого расплава в процессе длительной и сложной эволюции, при этом ультраосновные лампрофиры (айлликиты) являются наименее дифференцированными разновидностями и соответствуют критериям первичного расплава [4]. Однако не в каждой системе айлликитовые расплавы эволюционирую в сторону формирования рудоносной карбонатитовой фракции. В данной работе для нескольких рудоносных и безрудных разновозрастных проявлений щелочных карбонатитовых комплексов с айлликитами в пределах Сибирского кратона мы провели сравнительную характеристику состава щелочно-ультраосновных и карбонатитовых расплавов и пород с целью выявления петрологических особенностей потенциально рудоносных расплавов айлликитов.

Типичными объектами, для которых показано, что эволюция айлликитовых расплавов, с участием процессов силикатно-карбонатной несмесимости и кристаллизационной дифференциации, приводит к образованию щелочно-карбонатных материнских расплавов для рудоносных редкоземельно-редкометалльных карбонатитов, является чадобецкий пермо-триасовый комплекс на юге Сибирского кратона (Чуктуконское месторождение), а также неопротерозойский щелочно-ультраосновной

карбонатит-фоскоритовый массив Арбарастах на Алданском щите Сибирского кратона. Исследования расплавных включений в минералах айлликитов чадобецкого комплекса показали повышенные концентрации Ta, Zr, Nb и ЛРЗЭ [4]. На мультиэлементной диаграмме (рис. 1) поле расплава айлликитов чадобецкого комплекса схоже по конфигурации со спектрами (полем) самих айлликитов чадобецкого комплекса, а также со спектром айлликита массива Арбарастах [5]. Пониженное содержание элементов на диаграмме для спектров пород (относительно расплава) объясняется присутствием макрокристов оливина в составе айлликитов (до 10%). Спектры составов расплавных включений в клинопироксене рудоносных карбонатитов массива Арбарастах подтверждают генетическое родство карбонатитов и айлликитов и показывают конфигурацию графиков редкоземельно-редкометалльных карбонатитов.

На диаграмму (рис. 1) были вынесены спектры (поля) айлликитов и безрудных карбонатитов щелочных даек Кандалакши (Кольская девонская щелочная провинция) [6], айлликитов девонской интрузии Ильбокич (юг Сибирского кратона, Ирикнеево-Чадобецкий прогиб) [7] и щелочных пикритов чапинского неопротерозойского комплекса (Енисейский кряж), для которых не отмечается присутствие рудоносных карбонатитов. Срав-

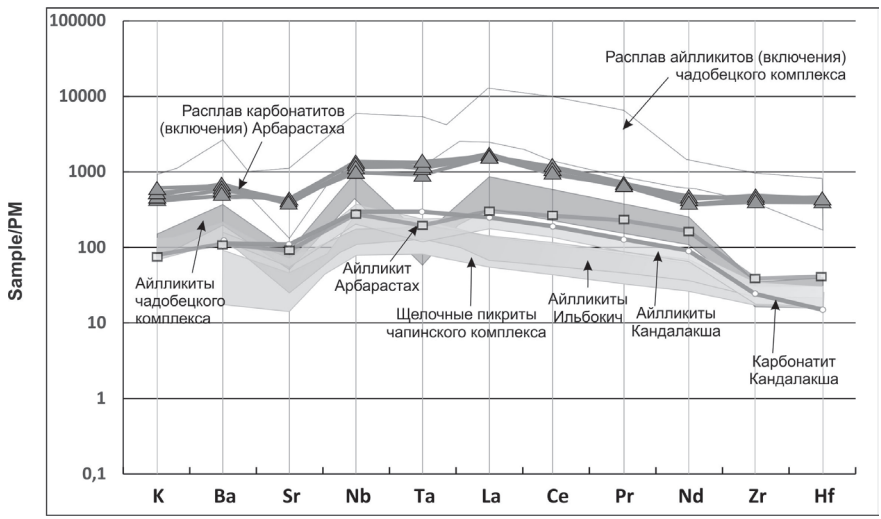


Рис. 1. Диаграмма с мультиэлементными характеристиками состава щелочных пород и расплавных включений для айлликитов чадобецкого комплекса [4], айлликитов и карбонатитов массива Арбарастах [5], айлликитов и карбонатитов Кандалакши [6], айлликитов интрузии Ильбокич [7], щелочных пикритов чапинского комплекса (нормированы на PM по [8])

нение конфигурации этих полей и графиков с таковыми для рудоносных щелочных карбонатитовых объектов Чадобец и Арбарастах показали, что отличительной характеристикой последних являются: (1) повышенные содержания Zr, Nb и ЛРЗЭ в расплавах и породах айлликитов и карбонатитов; (2) определенные конфигурации Nb-Ta и Zr-Hf отношений, а также (3) сравнительно круче выраженный наклон обогащения ЛРЗЭ.

Установленные петрологические особенности рудоносных расплавов щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона объясняются, в первую очередь, повышенными концентрациями самих рудных компонентов в первичных расплавах айлликитов, а также вариациями содержаний рутила, перовскита (Nb) и циркона. Исследования расплавных и флюидных включений в минералах показали, что редкометалльная Ta-Zr-Nb минерализация карбонатитов массива Арбарастах формировалась на магматическом этапе из щелочно-силикатно-карбонатного расплава, а рудоносная Ba-Sr-РЗЭ минеральная ассоциация карбонатитов образовалась при участии щелочно-карбонатных флюидов на гидротермальном этапе [4]. Таким образом, исследования расплавных и флюидных включений, геохимия пород (айлликитов и карбонатитов), с использованием представленной диаграммы на (рис. 1), могут быть применимы для выявления потенциальной редкоземельно-редкометалльной рудоносности объектов щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов.

Исследования выполнены в рамках гранта РНФ 22-17-00078-П.

Литература

1. *Woolley A.R., Kjarsgaard B.A.* Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: Evidence from a global database // Geochmica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 46. P. 741–752.

2. *Kogarko L.N.* Plume related kimberlites and carbonatites // Mineralogy and Petrology. 2023. V. 117. P. 497–503.

3. *Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., et al.* Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: A consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic Craton // J. Petrology. 2006. V. 47. Is.7. P. 1261–1315.

4. *Прокопьев И.Р*. Петрогенезис и рудоносность щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и складчатого обрамления. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2025. 328 с.

5. *Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Kruk M.N., et al.* Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link // J. Petrology. 2022. V. 63. N 9. egac073.

6. *Nosova A.A., Kopylova M.G., Sazonova L.V.* Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // Lithos. 2021. V. 398–399.

7. *Kargin A.V., Nosova A.A., Postnikov A.V. et al.* Devonian ultramafic lamprophyre in the Irkineeva–Chadobets trough in the southwest of the Siberian Platform: Age, composition and implications for diamond potential prediction // Geology of Ore Deposits. 2016. V. 58. P. 383–403

8. *Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42, 313–345.

Е.В. Пушкарев[1]

Платиноносный пояс Урала: существует ли единая габбро-клинопироксенит-дунитовая формация Ф.Ю. Левинсон-Лессинга?

Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, один из основоположников изучения габбро-гипербазитовых массивов Платиноносного пояса Урал, в 1900 году выделил, так называемую, габбро-клинопироксенит-дунитовую формацию, образование которой он связывал с дифференциацией базальтовой магмы [5]. Правомерность выделения такой формации в дальнейшем подтвердил в своей монографии Ю.А. Кузнецов [4], который отметил сложность и многофазность строения интрузивных массивов и определил последовательность их формирования от ультраосновных пород – дунитов и клинопироксенитов, через разные типы габбро до гранитоидов. Несмотря на то, что в различные определения понятия «магматическая формация» не включены обязательные генетические связи, общепризнанным параметром считается принадлежность горных пород к определенному этапу или циклу геологического (геотектонического) развития территории и близость их геологического возраста [1]. Такие подходы, по-видимому, были заложены при составлении серийных легенд геологических карт уральской серии нового поколения. Так, в Объяснительных записках к геологическим картам выделяют конжаковский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс вендского возраста и качканарский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс ордовикского возраста [2]. Согласно этим рекоменда-

[1] Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

циям, в строении обоих комплексов принимают участие две фазы: первая, ранняя, представленная дунитами, оливинитами и перидотитами (?) и вторая, поздняя, объединяющая троктолиты, оливиновые габбро, тылаиты, пироксен-амфиболовые габбро и пироксениты. Данные по геологии ультрамафит-мафитовых массивов Платиноносного пояса Урала, петрологии и геохимии, слагающих эти массивы пород и их абсолютном возрасте, однозначно свидетельствуют об искусственности таких геологических подразделений, не соответствующих реальности. Уральскими геологами уже давно было установлено, что магнезиальные дуниты с хром-платиновым оруденением никогда не проявляют геологических связей с оливиновыми габбро и габброноритами и, по-видимому, имеют с ними разный возраст и геотектонические условия формирования. Это позволило А.А. Ефимову выделять, так называемые, эпидунитовый и эпигаббровый комплексы или ассоциации [3]. Габброиды всегда образуют самостоятельные массивы с собственной внутренней структурой. А ультраосновные породы, которые с ними ассоциированы в небольшом количестве, характеризуются высокой железистостью и, обычно, представлены плагиоклазсодержащими магнетитовыми оливинитами и клинопироксенитами. Так, в монографии «Магматические формации СССР» И.А. Малахов предлагал выделять самостоятельные дунит-клинопироксенитовую и габбровую ассоциации [6]. Петрологические исследования показывают, что магнезиальные дуниты, клинопироксениты и тылаиты формируют единую магматическую серию, образование которой связано с дифференциацией высокоизвестковистого анкарамитового расплава, источником для выплавления которого послужил метасоматизированный мантийный субстрат верлитового состава [9]. Источником первичных расплавов габбровых массивов послужила пиролитовая мантия с хондритовыми геохимическими характеристиками. Изотопно-геохронологические исследования последних трех десятилетий демонстрируют существенно более древний, преимущественно вендский, возраст оливиновых габброидов и, связанных с ними пород [7]. Возраст пород магнезиальной дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии варьирует от ордовика до раннего девона. В раннем девоне зафиксированы последние импульсы ультраосновного магматизма [8]. Более древний возраст габброидов по отношению к ультрабазитам установлен и в поясе юго-восточной Аляски [10], что согласуется с уральскими данными. Отмеченная разновозрастность ультраосновных и габбровых интрузий и, по-видимому, принадлежность их к разным стадиям геотектонического развития Уральского складчатого пояса, делает некорректным объединение их в единую магматическую формацию, которую более 100 лет назад выделил на Урале Ф.Ю. Левинскон-Лессинг. Такое заключение ставит вопрос о необходимости пересмотра подходов к выделению петротипических естественных породных ассоциаций, закрепленных в легендах гео-

логических карт уральской серии в виде конжаковского и качканарского дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов.

Работа выполнена по госбюджетной теме №123011800009-9.

Литература

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

2. *Водолазская В.П., Тетерин И.П., Кириллов В.А. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист O-40 – Пермь. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с.

3. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

4. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

5. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Геологический очерк Южно-Заозерной дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Труды СПб Общества естествоиспытателей. 1900. Т. 30. Вып. 5. С. 1–257.

6. *Малахов И.А.* Дунит-пироксенитовая и габбровая ассоциации // Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. С. 51–64.

7. *Петров Г.А.* Докембрийские комплексы фундамента палеозойской островодужной системы на Среднем Урале. М.: Русайнс, 2019. 276 с.

8. *Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В. и др.* Время завершения ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала. // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. № 2. С. 45–50.

9. *Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А. и др.* Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высоко-кальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Докл. РАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 433–437.

10. *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.

Ю.Л. Ребецкий[1]

Роль напряжений в формировании порфировых систем и генезиса месторождений благородных металлов

При объяснении генезиса месторождений благородных металлов есть ряд явлений, имеющих неоднозначное толкование. К ним относятся:

(1) Время формирования порфировых систем, которое после исследований рудоносных структур Южно-Верхоянского, Чукотского, Северного, Яно-Колымского золото-кварцевых мегапоясов [5] стали связывать с появлением региональных гранитно-метаморфических куполов (валов) и гранитоидных рудно-магматических систем орогенного класса, что противоречило первичной концепции их возникновения и о догранитном геологическом возрасте не только диоритов, но и связанного с ними оруденения [4].

(2) Геодинамическая концепция развития Верхоянского складчато-надвигового (ВСНП) и Яно-Колымского поясов (ЯКП) в долгоживущей коллизионной зоне взаимодействия Верхоянской пассивной окраины, Охотского кратонного террейна и Индигиро-Омолонского супертеррейна. При этом возник ряд вопросов в связи с формированием рудной золотоносности в обстановке интенсивного горизонтального сжатия. В работе [13] введен термин: «*нейтральный по отношению к сжимающему напряжению режим*».

(3) Требует объяснения механизм формирования складчато-надвиговых структур в связи с развитием субдукционных процессов [11] при отсутствии интенсивных складчатых деформаций в мезозоидах (линейные складки практически отсутствуют) и наличие крупных надвиговых и сдвиговых структур [3, 12]. По геофизическим данным отмечается близость характера коллизионного орогена Северо-Востока Азии к «*шотландскому типу*» [9], когда ***не устанавливается сильное утолщение коры***, что свидетельствует о невысокой интенсивности регионального сжатия в орогенный период.

(4) В зонах месторождений всегда ***выделяются разрывные структуры прямо противоположного типа, отвечающие разным, диаметрально противоположным состояниям,*** связанным с переиндексацией осей главных напряжений. Протяженность основных золото-кварцевых поясов ***контролируется распространением поясов коллизионных гранитоидов и ограничивается зонами сжатия***, определяющими фронт коллизии. Золото-кварцевые ***жилы формировались после возникнове-***

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

ния кливажных трещин [8]. Рудообразующие процессы носят наложенный характер и могли проявляться как во время коллизионных событий (поздняя юра – ранний мел), так и в условиях постколлизионной обстановки.

(5) Главную роль в качестве рудоконтролирующих на ранней стадии рудообразования играли сдвиговые разломы северо-западной ориентировки. На поздней стадии образование повышенных концентраций золота связано с разрывами северо-восточной ориентировки, а также с концентрическими структурами [2].

(6) Отмечается, что дайки нера-бохапчинского комплекса имеют расстояние между собой 500–600 м. Они прослежены по простиранию на 16 км [1]. Более мощная (6–8 метров) дайка сложена гранит-порфирами. Вблизи даек отмечается высокий уровень кливажированности пород, характерный для сверх интенсивного сжатия. Постбатолитовый, постгранитный возраст даек также, как наличие гранитоидных плутонов, свидетельствует о многоактности магматизации коры и требует объяснения периодов общего растяжения, формирующегося орогена на фоне конвергенции литосферных плит. Формирование локальных зон растяжения на месте относительно стабильных до этих участков региона [10] свидетельствует о смене геодинамической обстановки в процессе субдукции.

(7) Формирование зоны интенсивного горизонтального сжатия, в которой происходит рудообразование, при отсутствии больших деформаций горизонтального сокращения (нет утолщения коры, складчатость слабой интенсивности), сложно объяснить внешними условиями нагружения. Имеющее место деформационное расширение (растяжение) всей Верхояно-Колымской складчатой области, вызванное рифтогенезом в остаточных от предыдущего этапа прогибов и формированием новых на месте относительно стабильных до этого, также сложно принять, оставаясь на общепринятой позиции формирования коллизионного орогена. Для наблюдаемых эволюционных чередований этапов растяжения и сжатия также необходимо разработать модель механизма формирования соответствующих напряженных состояний. С другой стороны, приведенные выше данные о поперечных размерах даек и расстояниях между ними дают оценки связанного с их внедрением уровня напряжений сжатия до 3 Кбар, что позволяет объяснить формирование в постмагматический период локальных участков сверхинтенсивного сжатия вблизи даек и региональную обстановку сжатия областей активной гранитизации.

При обобщении всего вышеприведенного материала по условиям формирования месторождений таких благородных металлов, как золото, платина, серебро, следует отметить, что современные исследования содержания золота в осадочных, вулканических, интрузивных породах и мантийных включениях Южного Тянь-Шаня и Памира показали очень

низкую его концентрацию – первые мГ/т. Наибольшее содержание золота наблюдается в интрузивных породах несколько выше по сравнению с вулканогенно-осадочными – соответственно 3.5 и 2.4 мг/т. Среднее содержание Au в земной коре Памиро-Тянь-Шаня составляет 3.3–3.5 мг/т, в верхней мантии 3.5–3.7 мг/т, что соответствует наиболее часто встречающимся концентрациям этого металла в складчатых и платформенных структурах других регионов Земли [6].

При создании модели, объясняющей механизм формирования месторождений благородных металлов, необходимо учитывать вопрос повышения их концентрации. Механизм, который может обеспечить это, должен быть связан с мантийными сульфидами, образующимися при гидратации океанической литосферы и насыщающимися химическими элементами. Концентрация этих сульфидов может происходить на этапах формирования подкоровых и внутрикоровых магматических очагов из-за изменения напряженного состояния в коре, создающего препятствие в продвижении магмы к поверхности.

Приведенные выше работы по исследованию структур и состояния коры в зонах золоторудных месторождений позволяют выделить несколько факторов, которые можно рассматривать как прогностические: 1) островная дуга или активная окраина континента, наращиваемая за счет аккретирования террейнов и блоков в процессе субдукции; 2) дайки и интрузии с диоритовыми магмами; 3) фиксируемая последовательная смена режимов напряженного состояния от горизонтального растяжения к горизонтальному сдвигу и далее к горизонтальному сжатию с наличием в разрезе структур разрушения и разломов в виде сбросов, взбросов и сдвигов; 4) купольные структуры, в ядрах которых наблюдается метаморфизм амфиболитовой фации; 5) наличие верхнекорового магматического очага диоритовых магм; 6) гранитоидный магматизм, 7) наличие мантийных флюидов.

Проблема прогноза мест возможного расположения золоторудных месторождений в рамках такого набора факторов требует создания некоторой модели, которая бы связывала и объясняла последовательность их чередования. Ключевыми в решении поставленной проблемы являются ответы на вопросы: (1) что является источником золота; (2) какой геодинамический процесс играет определяющую роль в формировании вертикальной проницаемости коры; (3) чем обусловлена неоднородность формирования месторождений в пространстве; (4) что определяет формирование магматических внутрикоровых очагов диоритовых магм в верхней части коры; (5) почему гидротермальные процессы формирования месторождений золота начали действовать вслед за началом гранитизации коры; (6) в чем заключается роль мантийных флюидов при формировании месторождений.

Большая часть ответов на сформулированные выше вопросы лежит в понимании механизма субдукции литосферной океанической плиты и в

механизме генерации напряжений горизонтального сжатия в коре континентального склона. Многолетний опыт тектонофизических исследований напряженного состояния зон субдукции и поиск альтернативных общепринятому объяснений генезиса горизонтального сжатия в этой зоне позволил выбрать механизм ролл-бэк субдукции и магматизацию коры как два основных фактора (динамо-пару), отвечающую за периодическую смену (первые тысячи лет) режимов напряженного состояния в коре активной континентальной окраины.

Работа выполнена в рамках исследований лаборатории тектонофизики, проводимых по Госзаданию ИФЗ РАН.

Литература

1. *Альшевский А.В.* Геология, особенности вещественного состава, генезис и перспективы золото оруденения в Утинском узле (Центрально-Колымский регион, Северо-Восток России). Дис. … канд. геол.-мин. наук. Магадан: ДВГИ ДВО РАН, 2009.

2. *Аристов В.В*. Закономерности размещения золоторудных объектов Яно-Колымской провинции // Геология и геофизика, 2019. Т. 60, № 8. С. 1108–1125.

3. *Баранов М.А.* Покровная тектоника Мырговаамской «впадины» (северо-запад Центральной Чукотки) // Тихоокеанская геология. 1995. № 3. С. 17–22.

4. *Билибин Ю.А*. Общие вопросы металлогении золота // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР 1959. Т. 2. С. 238–339.

5. *Ворошин С.В*. Метаморфогенное золото-кварцевое оруденение Верхне-Колымского региона и оценка его продуктивности методами ГИС: Дис. … докт. геол.-минер. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 323 с.

6. *Гавриленко Б.В., Минаев В.Е*. Золото в разрезе земной коры и верхней мантии Таджикистана // Геохимия. 2003. Т. 10. С. 1069–1083.

7. *Гельман М.Л*. О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР // Д АН СССР. 1976. Т. 230. № 6. С. 1406–1409.

8. *Горячев Н.А*. Золотое оруденение и гранитно-метаморфические купола складчатых поясов фанерозоя // Магматизм и оруденение Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 258–273.

9. *Добрецов Н.Л*. проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т. 3. № 1. С. 4–27.

10. *Некрасов А.И*. Геолого-генетические модели полихронных–полигенных благороднометалльных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области (на примере Мангазейского сереброрудного поля) // Отечественная геология. 2017. № 1.

11. *Романюк Т.В., Ткачев А.В.* Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых миоцен-четвертичных борлитиеносных провинций. М.: Светоч Плюс, 2010. 304 с.

12. *Ротман В.К.* Чукотская трансформная геосутура и тектоническое развитие Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 6. С. 796–799.

13. *Sillitoe R.H., Hedenquist J.W.* Linkages between volcanotec tonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits // Society of Economic Geologists Special Publication. 2003. V. 10. P. 315–343.

М.В. Родкин[1,2], О.В. Гайдаленок[1], Т.А. Рукавишникова[1], И.М. Родкин

Углеводородная и углекислые флюидные системы литосферы по данным анализа микроэлементного состава

Понимание генезиса и характеристик флюидных систем разного типа важно при исследованиях процессов вулканизма, рудо- и нафтидогенеза, для оценки гидротермальных ресурсов и понимания сейсмического режима. К выраженным флюидным системам относятся углеводородные (УВ), углекислые и грязевулканические системы. Известным методом исследования таких систем является анализ их микроэлементного (МЭ) состава. Нами была собрана база данных (БД) МЭ состава разных флюидов [4]. БД включает более 400 анализов, которые содержат, как правило, данные по 30 и более элементов. БД не претендует на полноту представления данных по проблеме, но достаточно представительна.

Известной трудностью при анализе данных по МЭ составу является сильная и часто не интерпретируемая изменчивость содержания отдельных элементов. Даже высказывалось мнение о практической невозможности выявления устойчивых содержательных характеристик содержания и отношения концентраций отдельных МЭ. Существенно более устойчивы значения изотопных отношений, но таких данных существенно меньше.

В этой ситуации представляется целесообразным использование корреляционных характеристик, рассчитываемых по всей совокупности данных, а не по содержаниям отдельных характерных элементов. В плане реализации этого подхода по данным БД рассчитывались коэффициенты

[1] Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

[2] Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

корреляции МЭ состава проб флюидов с типовыми модельными химическими составами характерных георезервуаров. В качестве таковых используются модели средней, верхней, и нижней континентальной коры [6] и разных видов биоты (растения и животные, наземные и морские) по [5]. Величины коэффициентов корреляции МЭ состава пробы с разными горизонтами земной коры характеризуют тесноту связи МЭ состава пробы и вещества данного горизонта земной коры. Аналогично, различия коэффициентов корреляции с разными типами биоты характеризуют вклад разных видов биоты.

Результаты расчетов коэффициентов корреляции (КК) указывают на близость МЭ состава УВ и углекислых флюидов в пределах одного бассейна и различие в разных бассейнах. На основании таких расчётов в работах [1, 3, 4 и др.] было показано, что состав глин, углей и горючих сланцев – исходно приповерхностных пород – лучше коррелирует с химическим составом верхней коры, а содержания МЭ в нефтях лучше коррелируют с составом нижней континентальной коры. Исключениями являются пробы нефти Камчатки (в частности кальдеры вулкана Узон) и месторождения Белый Тигр на шельфе Вьетнама. Этот результат находит интерпретацию в рамках модели нафтидогенеза по схеме проточного неравновесного реактора [2], когда захороненное органическое вещество (ОВ) пород является доминирующим источником для формирования нефтяных УВ, но для массированного нафтидообразования необходима интенсивная проработка обогащенной рассеянным ОВ осадочной толщи восходящим потоком глубинных флюидов. Роль флюида состоит в привносе вещества и энергии, и выносе термодинамически неравновесных компонент протонефти в зону низких температур, где они могут сохраняться и накапливаться. Этот флюидный поток несет МЭ метку глубин своего формирования. В модели объясняется специфика корреляции МЭ состава нефтей Камчатки и шельфа Вьетнама. В условиях интенсивного теплового режима Камчатки процессы дегидратации проходят ближе к поверхности, восходящий флюидный поток формируется на меньших глубинах, чем и объясняться различие в характере корреляции.

Корреляционная связь МЭ состава нефтей с живым веществом также статистически значима. Анализ связи микроэлементного (МЭ) состава углекислых и грязевулканических флюидов Большого Кавказа также продемонстрировал возможность как связать корни соответствующих флюидных потоков с определенными этажами земной коры, так и определить тип исходного органического вещества. Так, для Большого Кавказа максимальная корреляция МЭ состава флюидов наблюдается с составом наземной биоты, для вод грязевых вулканов бассейнов Каспия и Черного моря наибольшая корреляция наблюдается с химическим составом водных (морских) растений и животных, а для района Кавказских минеральных

вод преимущественного типа биоты не выявляется. Можно видеть, что такой результат соответствует геологии и истории региона.

Реальность выявляемой статистической связи с разными горизонтами земной коры промерялась сравнением с независимыми параметрами, такими как значения геотермометров флюидоа, величинами солености, Eu-аномалии, другими, и по всех случаях была получена достоверная связь. Эти результаты позволяют заключить, что получаемые на основе МЭ состава корреляционные соотношения не являются случайными или следствием некорректной обработки данных.

Далее будем сравнивать относительный вклад вещества разных горизонтов земной коры, который мы будем характеризовать разностью значений КК МЭ состава проб со средним химическим составом разных горизонтов земной коры. А именно, будем рассматривать разности значений корреляции МЭ состава проб со средним составом нижней коры и верхней, нижней и средней, средней и верхней. Эти разности будем сопоставлять с вкладом органического вещества. Вклад органической компоненты будем характеризовать максимальным значением коэффициента корреляции МЭ состава пробы с одним из четырех видов ОВ (растения и животные, наземные или морские). Для краткости будем называть такие наборы корреляционных параметров диаграммами Кора–Биота.

На рис. 1 в качестве примера, представлена диаграмма соотношений разности значений КК вещества проб с нижней и средней корой и КК

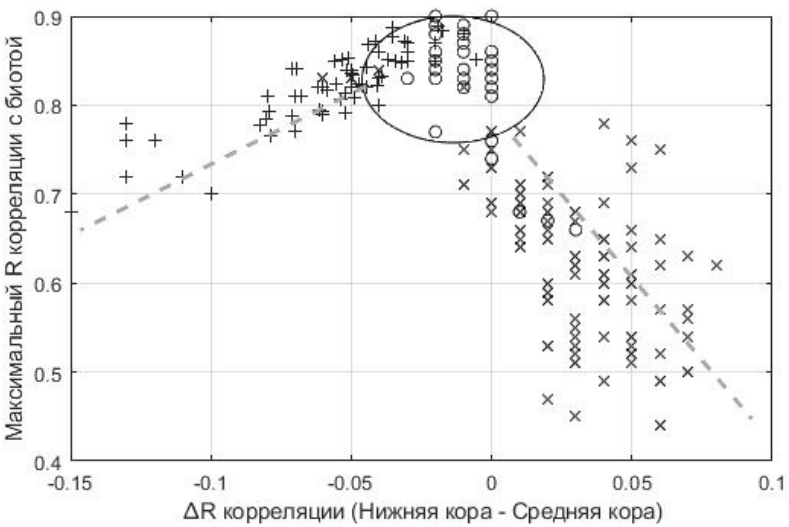


Рис. 1. Диаграмма Нижняя–Средняя кора – Биота: + – углекислые флюиды; o – грязевулканические; × – УВ флюиды

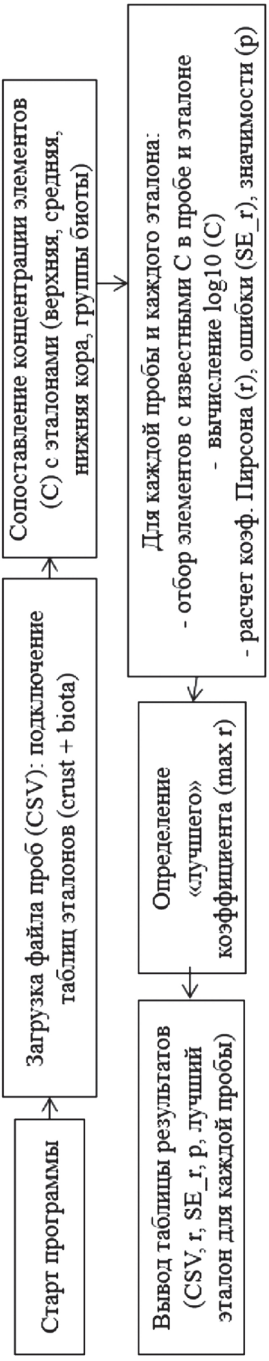


Рис. 2. Блок-схема алгоритма сопоставления химического состава проб с эталонными моделями континентальной коры и биоты

с биотой. Видно, что УВ и углекислым флюидам отвечают принципиально разные области значений параметров корреляции, а в области их максимального сближения располагаются грязевулканические флюиды. С геологической точки зрения такое соотношение представляется правдоподобным. Другие диаграммы: Нижняя–Верхняя и Средняя–Верхняя качественно подобны, хотя расположение областей значений параметров и существенно иное.

Легко видеть, что полученные результаты перекликаются с известным положением П.Н. Кропоткина об УВ и углекислой ветвях дегазации (хотя интерпретация может существенно отличаться от предлагавшейся ранее).

Заключаем, что описанный метод анализа представляется полезным инструментом исследования МЭ состава и генезиса флюидов разного типа, позволяя охарактеризовать глубину корней данной флюидной системы и доминирующей тип биоты, что может быть полезно при проведении геологоразведочных работ и для оптимизации эксплуатации месторождений.

Метод реализован в виде программного комплекса. На рис. 2 дана блок-схема расчета, который планируется к размещению на сайте ИПНГ РАН. Программа CrustBioCorr сопоставляет химический состав проб с эталонными моделями континентальной коры (верхняя, средняя, нижняя) и различными группами биоты. Для каждой пары «проба–эталон» сначала отбираются только те элементы, для которых известны концентрации и в пробе, и в соответствующей модели. По логарифмам концентраций этих элементов рассчи-

тываются коэффициент корреляции Пирсона, его стандартная ошибка и статистическая значимость (значимое отличие получаемого коэффициента корелляции от нуля). Далее для каждой пробы определяется «лучший» коэффициент – тот вариант (из всех моделей коры и биоты), с которым её спектр согласуется наиболее лучше всего. Итоговые результаты автоматически экспортируются в табличный файл. Входной файл – CSV (Comma/Character Separated Values). В первой колонке перечислены элементы с определёнными концентрации, в последующих – концентрации элементов в разных пробах. Названия элементов допускаются как латинскими символами (Cl, Na и т.д.), так и кириллицей (хлор, натрий и т.д.). Если элемент в данной пробе отсутствует, указывается 0, а не оставляется пустая ячейка.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИТПЗ РАН и ИПНГ РАН, тема «Фундаментальный базис инновационных, цифровых технологий прогноза, поиска, разведки и освоения нефтегазовых ресурсов».

Литература

1. *Пунанова С.А., Родкин М.В.* Нефти Камчатки – перспективный объект геохимических исследований // Нефтяное хозяйство. 2021. № 1. С. 18–22.

2. *Родкин М.В., Рукавишникова Т.А.* Очаг нефтеобразования как неравновесная динамическая система – модель и сопоставление с эмпирическими данными // Геология нефти и газа. 2015. № 3. С. 63–68.

3. *Родкин М.В., Рундквист Д.В., Пунанова С.А*. Об относительной роли нижнекоровых и верхнекоровых процессов в формировании микроэлементного состава нефтей // Геохимия. 2016. № 11. С. 1025–1031.

4. *Родкин М.В.* Закономерности микроэлементного состава каустобиолитов и углекислых флюидов по результатам корреляционного анализа, обзор результатов // Актуальные проблемы нефти и газа. 2023. Вып. 3(42). С. 97–117. https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2023-42.art7

5. *Bowen H.J.M.* Trace elements in biochemistry. London; New York: Academic Press, 1966. 241 p.

6. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. P. 1–64. https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4

П.О. Рязанов[1], Е.М. Томилина[2], А.В. Плюснин[1]

Состав пород источников сноса терригенных пород соликамского горизонта уфимского яруса района Соликамской впадины

Основой для работы послужили пять проб песчаников, отобранные на территории Соликамской депрессии Пермского края. Шлифы пород для описания были предоставлены лабораторией геологии месторождений полезных ископаемых Горного института Уро РАН [1]. Петрографическое изучение шлифов проводился на оптическом микроскопе Olympus BX51 (Япония) в проходящем свете с использованием методов скрещенных николей. Цель исследования – установить состав пород источников сноса.

Минеральный состав терригенных пород соликамского горизонта в соответствии с классификацией Н.В. Логвиненко отвечает граувакковым и кварцево-литоидным песчаникам [2].

Для граувакковых песчаников сортировка пород характерна средняя, степень окатанности изменяется от плохой до хорошей. Среди обломков различаются полуокатанные (75–80%) и угловатые (15–20%) обломки. Структура псаммитовая, алевропсаммитовая с размерами зерен от 0.05 до 0.25 мм, преобладают зерна 0.1–0.18 мм. Для пород характерен поровый карбонатный цемент, который представлен микритовым кальцитом, реже мелкокристаллическим кальцитом. Средний минеральный состав пород граувакковых песчаников: кварц (~25%), полевые шпаты (~3%), слюда (~1%) и обломки пород различного генезиса (~71%) (рис. 1). Обломки пород представлены кварцитами, микросланцами, эффузивами и кремневыми породами. В породах диагностированы минералы, характерные для магматических пород основного, среднего и кислого состава: циркон, сфен, эпидот, амфиболы и пироксены.

Для кварцево-литоидных песчаников сортировка пород характерна средняя. Среди обломков различаются угловатые (75–80%), полуокатанные (10–15%) и окатанные (~5%) обломки. Структура псаммитовая, псаммитовая с размерами зерен от 0.1 до 1.0 мм, преобладают зерна 0.35–0.5 мм. Для пород характерен поровый карбонатный цемент и базально-поровый сульфатный цемент. Карбонатный цемент представлен

[1] Государственное автономное образовательное учреждение высшего образования «Альметьевский государственный технологический университет «Высшая школа нефти», Альметьевск, Россия

[2] Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

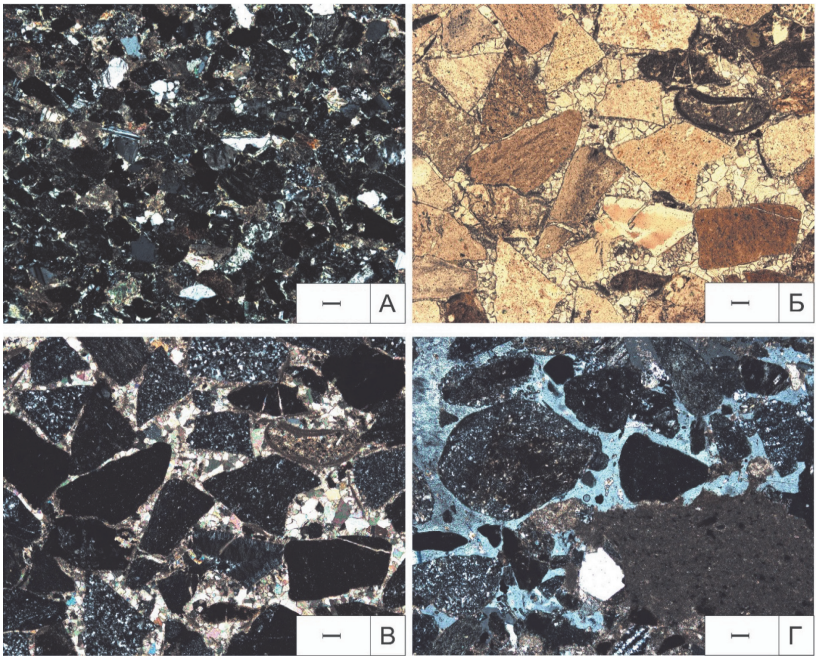


Рис. 1. Микрофотографии шлифов терригенных пород соликамского горизонта.

А – песчаник граувакковый с микритовым карбонатным цементом; Б – кварцево-литоидный песчаник с мелкокристаллическим карбонатным цементом, фрагмент шлифа без анализатора; В – кварцево-литоидный песчаник с мелкокристаллическим карбонатным цементом, фрагмент шлифа с анализатором; Г – базально-поровый сульфатный цемент, который представлен пойкилитовыми кристаллами гипса. Длина масштабной линейки 0.1 мм. Фотографии в скрещённых николях

мелко-среднекристаллическим кальцитом, реже крустификационным доломитом. Сульфатная составляющая цемента представлена гипсом, который образует пойкилитовые кристаллы, реже неправильные и волокнистые кристаллы, которые заполняют все поровое пространство.

Средний минеральный состав кварцево-литоидных песчаников: кварц (~12%), полевые шпаты (~2%), слюда (~1%) и обломки пород различного генезиса (~85%). Обломки пород представлены кварцитами, микросланцами, эффузивами, известняками, мергелями и кремневыми породами. В породах диагностированы редкие зерна пироксенов и амфиболов, которые подвержены частичному разложению и замещению лимонитом и гематитом (рис. 2).

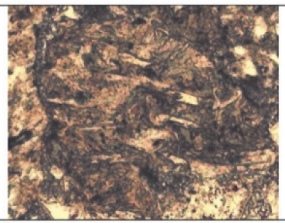
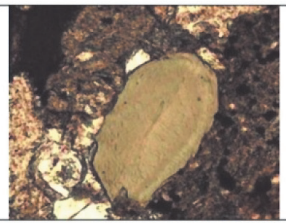
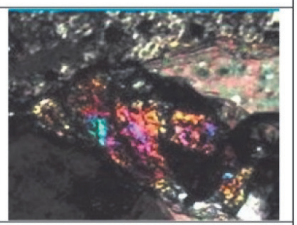
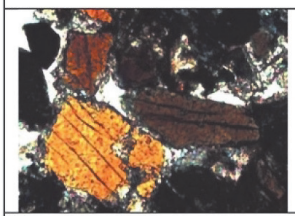
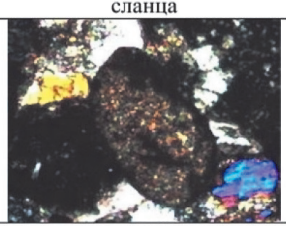
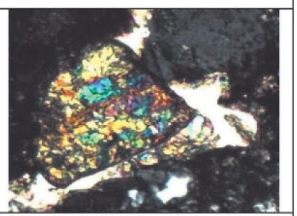
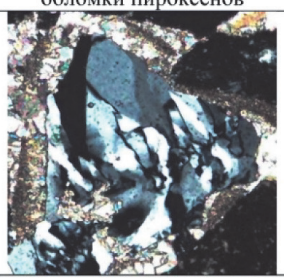
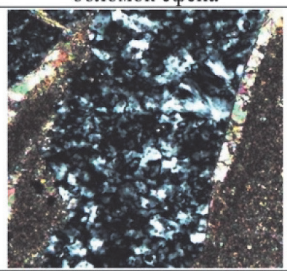
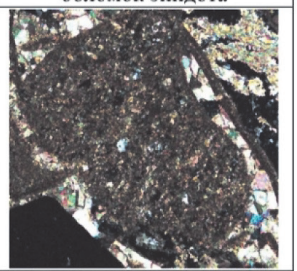
Горизонт	Порода			
Соликамский	Граувакковые песчаники			
		обломок эффузива	обломок хлоритового сланца	обломок циркона
				
		обломки пироксенов	обломок сфена	обломок эпидота
	Кварцево-литоидные песчаники			
		обломок кварцита	обломок кремневой породы	обломок известняка

Рис. 2. Фототаблица микрофотографий шлифов терригенных пород соликамского горизонта

Таким образом, породы пермского возраста представлены граувакковым и кварцево-литоидным песчаникам. Сортировка пород средняя, степень окатанности изменяется от плохой до хорошей. Среди обломков различаются полуокатанные, окатанные и угловатые обломки, при этом крупные обломки угловатые, а мелко- и среднеразмерные – полуокатанные и окатанные. Обломочный материал представлен зернами кварца, полевых шпат, слюдой, обломками кварцитов, микросланцов, эффузивов, известняков, мергелей и кремневых пород. Среди акцессорных минералов диагностируются зерна пироксенов и амфиболов, которые характерны для эффузивов основного и среднего состава. Зерна подвержены частичному разложению и замещению лимонитом и гематитом.

Литература

1. *Трапезников Д. Е*. Условия формирования песчаников соликамского горизонта в пределах Соликамской впадины // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2018. № 4. С. 3–9.

2. *Логвиненко Н.В*. Петрография осадочных пород. М.: Высшая школа, 1974. 400 с.

А.В. Рязанцев[1], Б.Д. Левкова[1], А.А. Разумовский[1], В.М. Горожанин[2], А.В. Травин[3]

Два импульса среднерифейского внутриплитного мафит-ультрамафитового магматизма в структуре Башкирского мегантиклинория на Южном Урале

В центральной и южной части Башкирского мегантиклинория (БМА) распространены мафит-ультрамафитовые интрузии, которые представлены дайками и силлами. Многие интрузии связаны с проявлением «машакского» среднерифейского плюмового события, которое уверенно датировано в центральной и, особенно, в северной части БМА в интервале 1395–1380 млн лет [1, 2, 4, 6, 7, 9]. Новые данные позволяют расширить

[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

интервал мафит-ультрамафитового магматизма машакского этапа и, кроме того, выделить более молодой среднерифейский импульс.

В центральной части БМА, в районе пос. Ишля распространены силлы и дайки пикритов и габбродолеритов. Пикриты слагают также ксенолиты в телах габбродолеритов. Базиты района относятся к группе низкотитанистых пород (0.4–0.6 вес.% TiO_2); данные об их составе приводятся в ряде работ [2, 6 и ссылки там].

В обрывах на р. Сюрюнзяк (сев. окраина Ишли) протягиваются силлы габбродолеритов мощностью до 5 м и конформное слоистости тело апопикритовых метасоматитов мощностью 0.8 м. Эти тела вместе с вмещающими углеродистыми сланцами и карбонатными породами нижнего рифея залегают полого на крыле крупной антиклинали.

Тело апопикритовых метасоматитов сложено карбонат-тальковыми и хлорит-кварцевыми с флогопитом, кальцитом и доломитом породами. $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по флогопиту из двух проб метасоматитов получены два плато с возрастом 1356±16 [10] и 1363±5 млн лет. Предполагается, что образование метасоматитов связано с ранними послемагматическими процессами, которые близки времени внедрения силла пикритов.

Габбродолериты силла Ишлинского участка представлены плагиоклаз-порфировыми разностями. Вблизи эндо- и экзоконтактов (0.4 м) породы скарнированы и в них присутствуют обильные (до 10%) порфиробласты биотита. Кроме того, много порфиробластов талька и доломита. $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по двум пробам биотита экзоконтактовых скарнов получены плато с возрастом 1194±13 и 1213±13 млн лет. К югу от пос. Ишля, на залесенной площади распространены многочисленные тела габбро-долеритов. Там же в элювии, в 10 м от коренных выходов габбродолеритов, распространены округлые тела кайнотипных пикритов размером от первых сантиметров до 0.3–0.4 м. Крупные караваеобразные и шарообразные глыбы пикритов размером 0.6 и 1.2 м находятся в песчано-глинистой коре выветривания по габбродолеритам. Мы предполагаем, что пикриты первично представляют ксенолиты в габбродолеритах. Пикриты имеют порфировидные структуры, неравномернозернистые, с идиоморфными и субидиоморфными кристаллами оливина, клинопироксена, ксеноморфными зернами лабрадора. Второстепенные минералы – флогопит, Mg-биотит и роговая обманка. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст биотита из пикритов 1389±6 млн лет.

В 10 км к западу от пос. Ишля, в структуре Суранского флюоритового месторождения присутствуют силлы пикродолеритов и габбродолеритов с TiO_2 = 1.1–1.9%, прорывающие углеродистые алевролиты и карбонатные породы нижнего рифея. В южной стенке южного карьера видно, что силлы, мощностью 5–15 м вместе с толщей смяты в меридиональные изоклинальные складки с вертикальными осевыми поверхностями и с горизонтальными шарнирами (тиманский тектогенез). Габброиды катакла-

зированы и милонитизированы. На экзоконтактах силлов протягиваются линзы флюорита, которые обогащены мелкочешуйчатым мусковитом. По нашим данным в спектре $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраста мусковита присутствует плато со значением 1238±11 млн лет. Можно предположить, что гидротермальные процессы, с которыми связано формирование флюорита, сопровождали внедрение габброидов, которому соответствует это значение возраста. Rb-Sr систематика для мусковита и флюорита дала значения 1239±12 и 1228±12 млн лет [5]. Для зерен циркона из габбро установлен диапазон значений возраста 566–2750 млн лет. По-видимому, большая часть зерен циркона представляет ксеногенную популяцию. Для молодых трех акцессорных (?) зерен нами получено конкордантное значение 569±3 млн лет. Это значение близко возрасту метаморфизма находящегося восточнее белорецкого метаморфического комплекса, сформированного при аккреционно-колизионных процессах в эпоху тиманского тектогенеза. $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по мусковиту из метаморфических пород возраст метаморфизма оценивается значениями 533±6, 555±7, а K-Ar методом 539±11, 569±11 млн лет.

На хребте Алатау, на западе БМА меридионально и конформно общей структуре, прослеживается до 20 км крупное, дифференцированное по составу, мафит-ультрамафитовое тело, ширина выхода которого около 100 м. Породы образуют локальные коренные выходы и элювиальные развалы на залесенной площади в коре выветривания останца пенеплена. Контакты тела не обнажены. В нижней (западной) части тела присутствуют кайнотипные биотитовые пикродолериты, восточнее располагаются пойкилитовые габброиды, в которых присутствуют разности с ойкокристаллами оливина, пироксена и биотита, или только пироксена. Хадакристаллы представлены плагиоклазами. Породы умереннотитанистые (1.1–1.5% TiO_2), CaO/Al_2O_3 = 1.44. В породе много каплевидных обособлений (0.1–2 мм) халькопирита. Для биотита пикродолеритов $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом получено плато с возрастом 1399±15 млн лет. Данное тело габброидов находится на восточном крыле крупной антиклинали, ядро и крылья которой, согласно современным геологическим картам, сложены, породами верхнего рифея. По-видимому, мафит-ультрамафитовое тело слагает ограниченную надвигами западной вергентности тектоническую пластину. На картах магнитного поля (А.А. Лихачев и др., 2020, ВСЕГЕИ) интрузивному телу соответствует интенсивная линейная положительная аномалия, сопровождаемая с запада отрицательной аномалией, что свидетельствует о восточном падении интрузии. На простирании данного структурного уровня, севернее дешифрируются изоклинальные складки, осложненные ветвящимися разломами. В 7 км на юг от обнажений габброидов, на восточном крыле той же антиклинали, находится параметрическая скважина Кулгунино-1. В интервале глубин 1390–2473 м

скважины, в толще среднего рифея, пересечены тела габброидов мощностью от 10 до 174 м [3]. Возможно, этот же структурный уровень слагает на поверхности тектоническую пластину с интрузией, которая сопровождается положительными магнитными аномалиями. По составу базиты хр. Алатау сопоставляются с таковыми мисаелгинского и лысогорского комплексов вблизи ядра БМА. Sm-Nd возраст лысогорского комплекса 1409±89 млн лет [2].

На юге БМА габброиды (кургасский комплекс) слагают многочисленные многоярусные ступенчато расположенные силлы на пологих крыльях антиклинали, сложенной терригенными породами нижнего рифея. Силлы имеют мощность 40–60, до 100 м [1] и сложены умеренно-титанистыми габбро-долеритами (TiO_2 = 1.5–2.3 вес.%). Основные минералы в породах олигоклаз, андезин, авгит, пижонит, гастингсит, аннит. Типичны высокие содержания K_2O = 0.8–1.3%. В центральных частях мощных силлов присутствуют линзы протяженностью до 100 м и мощностью 1.5–6 м, сложенные пегматоидными габброидами. В этих породах, при SiO_2 = 49–52%, наблюдаются гранофировые срастания кварца и КПШ. Содержания TiO_2 = 1.8–2.9%, P_2O_5 = 0.76–0.9%, Zr = 151–460 г/т. Минералы титана представлены скелетными кристаллами ильменита, внутри которых обособляются гастингсит и аннит. В породе очень много игольчатых кристаллов апатита и циркона. На экзоконтактах силлов присутствуют тела метасоматитов мощностью до 6 м, которые образованы лепидогранобластовым агрегатом мусковита, хлорита, биотита, санидина с редкими порфиробластами кордиерита. Предварительные данные по возрасту кургасского комплекса дают результаты K-Ar анализа по анниту из пегматоидных габбро со значением 1289±30 млн лет. Полученные В.М. Горожаниным Rb-Sr данные по биотиту, амфиболу и плагиоклазу данного комплекса определяют эрохрону 1171±71 млн л. K-Ar возраст мусковита экзоконтактовых метасоматитов по нашим данным 1340±25 млн лет, а по данным [1] 1380 и 1359 млн лет.

Исследуемые интрузии БМА четко разделяются на две геохимические группы: 1) низкотитанистая группа (0.4–0.6 вес.% TiO_2), характерная для Ишлинского участка; 2) умеренно-титанистая группа (1.1–2.3 вес.% TiO_2), к которой относятся породы Суранского месторождения, хребта Алатау и кургасского комплекса. В пегматоидных разностях кургасского комплекса аномально высокие содержания TiO_2, P_2O_5 и Zr указывают на процессы дифференциации расплава.

Впервые для региона обосновано наличие двух импульсов внутриплитного мафит-ультрамафитового магматизма в среднем рифее, разделенных промежутком около 150 млн лет. Ранний (машакский) импульс с возрастом ~1356–1399 млн лет. К нему относятся пикродолериты хр. Алатау (1399±15 млн лет), пикриты Ишли (1389±6 млн лет). С поздними

проявлениями этого импульса связаны внедрение и метасоматоз апопикритовых пород Ишли с возрастом 1356–1363 млн лет. Для кургасских габбро пока имеются только K-Ar и Rb/Sr данные о возрасте, которые нужно считать предварительными. По максимальному возрасту экзоконтактовых метасоматитов (1380 млн лет), этот комплекс скорее тяготеет к раннему импульсу. Поздний (ишля-суранский) импульс характеризуется возрастом ~1194–1238 млн лет К нему относятся габбро Ишлинского участка (1194±13 и 1213±13 млн лет) и габбро Суранского месторождения (1238±11 млн лет).

На раннем и на позднем этапах внедрялись породы, принадлежащие, как к низкотитанистой, так и к умеренно-титанистой группам. Оба выделенных этапа (импульса) характеризуют внутриплитный магматизм. Анализ геохимимческих данных по изученным комплексам, в частности, отношения Zr/Y, Th/Y, Nb/Yb, Th/Yb, содержания Nb и Ta свидетельствует о доминировании механизма магмообразования при участии активного плюма (обогащенные мантийные источники) при раннем импульсе магматизма. Магматизм позднего импульса происходил с вовлечением мантийных резервуаров различного состава (обогащенные и деплетированные источники). Частично при раннем импульсе и широко при позднем импульсе проявлена коровая контаминация расплавов.

Считается, что в результате раннего импульса в начале среднего рифея (машакское магматическое событие) была сформирована LIP-провинция и был инициирован распад гипотетического суперконтинента Нуна (Колумбия) [8]. Второй (ишля-суранский) магматический импульс был проявлен уже при распаде суперконтинента.

Литература

1. *Алексеев А.А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 74 с.

2. *Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Шарипова А.А., Горожанин В.М., Маслов А.В.* Новые данные о Sm–Nd-возрасте интрузий основного/ультраосновного состава западного склона Южного Урала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 518. № 1. С. 15–21.

3. *Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д.* Новая схема расчленения разреза параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. 60 с.

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. *Крупенин М.Т., Прохаска В., Ронкин Ю.Л.* Природа фтора и рудообразующих растворов флюоритового месторождения Суран (Башкирский меганти-

клинорий) по данным изучения лантаноидов, флюидных включений и Sr-Nd систематики // Литосфера. 2012. № 5. С. 126–144.

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*. Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.

8. *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.

9. *Khotylev A.O., Tevelev A.V., Bychkova Ya.V., Latyshev A.V., Anosova M.B.* Mezoproterozoic basite magmatism of the Bashkirian meganticlinorium (Southern Urals): age constraints, petrological and geochemical features // Geodynamics &Tectonophysics 2020. V. 11. N 2. P. 219–243.

10. *Ryazantsev A.V., Levkova B.D., Travin A.V*. Ectasian $^{40}Ar/^{39}Ar$ age of phlogopite from apopicritic metasomatites in the structure of the Bashkirian meganticlinorium, South Urals // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 519. Part 2. P. 1975–1983.

А.В. Самсонов[1,2], А.В. Степанова[1], Е.Б. Сальникова[1,3], Ю.О. Ларионова[1,2], К.Г. Ерофеева[1,2], О.М. Силаева[1,4], М.А. Суханова[1,3], В.В. Устинова[1], О.А. Максимов[1], А.А. Фатеева[1]

Стратиграфия и тектоника вулканогенно-осадочных бассейнов среднего палеопротерозоя и событие Ломогунди-Ятулий на Карельском кратоне

Средний палеопротерозой (2.3–2.05 млрд лет) – пик глобальной перестройки эндогенных и экзогенных процессов в геологической истории Земли [16]. Главным архивом информации об этих событиях являются вулканогенно-осадочные бассейны, которые формировались на архейской

[1] Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
[2] ИГЕМ РАН, Москва, Россия
[3] ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия
[4] Геологический институт РАН, Москва, Россия

коре и изучаются на разных кратонах. Одним из лучших по представительности и сохранности этих бассейнов является Карельский кратон. Здесь вулканогенно-осадочные толщи среднего палеопротерозоя имели широкое распространение, и наиболее полно сохранились в Онежской и Сегозерской структурах, исследования которых являются основой для разработки региональных стратиграфических схем с выделением двух надгоризонтов [3].

Ятулийский надгоризонт (2.30–2.10 млрд лет) включает четыре подразделения, разделенные стратиграфическими несогласиями (снизу вверх). Маймярвинский горизонт (*Mr*) фрагментарно представлен в основании ятулия, сложен полимиктовыми конгломератами с силикатным или карбонатным цементом и крупными линзами карбонатных осадочных пород, умеренно тяжелый изотопный состав углерода в которых ($\delta^{13}C$~+5‰) рассматривается как индикатор принадлежности пород к событию Ломагунди-Ятулий (Lomagundi–Jatuli Event (LJE)) [11]. Янгозерская свита (*Jn*) залегает на породах архея, раннего палеопротерозоя и *Mr*, и объединяет нижнюю терригенную пачку и перекрывающую пачку базальтов-1, кровля которой рассматривается как верхняя граница свиты. Медвежьегорская свита (*Md*) объединяет среднюю терригенную пачку, с размывом залегающую на базальтах-1, и перекрывающую ее пачку базальтов-2, кровля которой служит верхней границей свиты. Туломозерская свита (*Tl*) начинается с верхней терригенной пачки, с размывом залегающей на базальтах-2, а основной ее объем сложен карбонатными породами LJE ($\delta^{13}C$ от +5 до +18‰) [3]. Людиковийский надгоризонт (2.10–1.92 млрд лет) включает две свиты (снизу вверх). Заонежская свита (*Zng*) сложена осадочными породами, переслаивающимися с вулканитами и туфами основного состава, в которых присутствует органогенный С, содержание которого в отдельных горизонтах и линзах составляет более 20 мас.% [3]. Суйсарская свита объединяет основные вулканиты и туфы, среди которых преобладают высокомагнезиальные разности. Базитовые силлы среди отложений ятулийского и людиковийского надгоризонтов рассматриваются как комагматы основных вулканитов разных стратиграфических уровней [3].

Изотопно-геохронологические данные для рассмотренных пород немногочисленны. Для карбонатных пород туломозерской свиты оценка возраста Pb-Pb изохронным методом по карбонатам составляет 2090± 70 млн лет [2]. Более прецизионные U-Pb изотопные данные по циркону и бадделеиту из основных пород разных стратиграфических уровней, от *Jn* до *Zng*, группируются в интервале 1.96–1.98 млрд лет и рассматриваются либо как оценки возраста базальтов [13, 14], либо силлов [7, 10]. Близкие оценки возраста, около 1.97 млрд лет, получены по пикритам суйсарской свиты и комагматичного им Кончезерского силла [14, 15].

В докладе будут представлены новые данные, которые позволили расшифровать возраст, условия и тектонические обстановки формирования осадочных и магматических комплексов среднего палеопротерозоя на Карельском кратоне, а также внесли вклад в разработку фундаментальной проблемы явления аномально высоких значений $\delta^{13}C$ – LJE. В Сегозерской и Онежской структурах выделены три возрастных интервала формирования базитов, которые коррелируются с эпизодами внедрения дайковых роев крупных магматических провинций [1]. Эти базиты служат региональными реперами в палеопротерозойской истории Карельского кратона.

Репер 2.22 млрд лет, установленный для нижней части разреза ятулия (*Jn*), фиксирует возраст двух ключевых моментов в истории Карельского кратона: (1) генерация базальтовых магм в глубинном гранат-содержащем источнике маркирует заложение внутрикратонного бассейна на мощной континентальной литосфере Карельского кратона [18]; (2) накопление в этом бассейне терригенных пород *Jn* за счет материала латеритной коры выветривания [6] указывают на окончание Великого Окислительного События.

Интервал 2.14–2.11 млрд лет выделен благодаря находкам в разрезах Сегозерской и Онежской структур внутриплитных базитов с геохимическими характеристиками MORB-типа, которые образовались из деплетированного астеносферного источника в условиях рифтогенеза и резкого утонения континентальной литосферы. В Сегозерской структуре это базальты-2 *Md* [18], в Онежской структуре – туфы основного состава *Zng* [5]. Эти базиты по всем характеристикам идентичны дайкам континентальных толеитов MORB-типа, которые широко распространены на Карельском кратоне, внедрялись в условиях растяжения и имеют возраст 2110–2140 млн лет [17]. Аналогичный возраст 2.13 млрд лет определен для циркона из горизонта туфов в породах *Zng* [4]. Эти данные предполагают близко-одновременное накопление туфогенно-осадочной пачки *Zng* и базальтов-2 *Md*. Учитывая, что образование пород *Md* происходило в неглубоком бассейне вблизи континентального источника сноса [6, 18], в то время как для *Zng* следует предполагать глубоководные условия накопления с изоляцией от континентальных источников [5], можно предполагать, что близкое по времени формирование этих контрастных по составу свит обеспечивалось за счет их фациальной разобщенности в осевой и краевой частях единого континентального рифта.

Интервал 2.00–1.96 млрд лет установлен для силлов долеритов и пикритов, локализованных главным образом в Онежской структуре [8, 9, 15]. В это время генерация мафических расплавов происходила из мантийных источников на различных глубинах, что, вероятно, было связано с подъемом мантийного плюма.

Полученные данные дают новую информацию для обсуждения проблем возраста и происхождения карбонатных пород LJE. Для начала LJE, зафиксированного по карбонатным породам с $\delta^{13}C$~+5‰ в основании ятулийского разреза Сегозерской структуры, оценкой возраста ≥2223±5 млн лет служат данные по базальтам-1 *Jn*, перекрывающим эти карбонаты. Близко-одновременные процессы накопления карбонатных пород *Tl* (t ~ 2100–2140 млн лет) с повышенными значениями $\delta^{13}C > +5‰$ и вулканогенно-осадочных пород *Zng* (t = 2134±6 млн лет), органогенно обогащенных легким изотопом углерода ($\delta^{13}C < –15‰$), фиксируют пик LJE и служат аргументом в пользу модели биогенной природы этого события. Таким образом, высокоамплитудные колебания величин $\delta^{13}C$ на эталонном ятулийском объекте, вероятно, обеспечивались в локальном внутриконтинентальном рифтогенном бассейне развитием биоты за счет обильного поступления «питательных» элементов при разрушении предъятулийских кор выветривания, что отвечает канонической модели LJE [12].

Исследования проведено при поддержке РНФ, грант № 23-17-00260.

Литература

1. *Куликов В.С., Светов С.А., Слабунов А.И. и др.* Геологическая карта юго-восточной Фенноскандии масштаба 1:750 000: новые подходы к составлению // Труды КарНЦ РАН. 2017. № 2. С. 3–41.

2. *Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А., и др*. Pb-Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита юго-восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 20–33.

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

4. *Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., и др.* 2.14 млрд лет – первый геохронологический репер в разрезе Онежского горизонта Онежской структуры // Стратиграфия докембрия: Проблемы и пути решения. СПб.: Свое издательство, 2023. С. 137–139.

5. *Самсонов А.В., Степанова А.В., Гущина М.Ю., и др.* Рифтогенез в палеопротерозойской истории Онежской структуры: геохимия вулканогенно-осадочных пород заонежской свиты // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 2. С. 210–220.

6. *Силаева О.М., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., и др.* Предыстория события Ломагунди-Ятулий на Карельском кратоне: Литология терригенных пород ятулия Сегозерской структуры // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2026. № 1. (*в печати*)

7. *Степанова А.В., Самсонов А.В., Ларионов А.Н.* Заключительный эпизод магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по

долеритам Заонежья // Труды КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. 2014. № 1. С. 3–16.

8. *Степанова А.В., Самсонов А.В., Арзамасцев А.А., и др.* Возрастные ограничения для заонежского горизонта людиковия и изотопного события Шуньга в Онежской структуре: новые U-Pb данные для циркона из Кончозерского силла // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 515. № 2. С. 179–187.

9. *Устинова В.В., Степанова А.В., Суханова М.А., и др.* Граниты А-типа 1.96 млрд лет в составе Онежской крупной магматической провинции, Карельский кратон // Докл. РАН. Науки о Земле. 2026. (*в печати*)

10. *Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., и др.* Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволокскому и Пудожгорскому габбродолеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. № 10. С. 49–68.

11. *Alfimova N.A., Kuznetsov A.B., Klimova E.V., Bekker A.* Archean-Proterozoic unconformity on the Fennoscandian Shield: geochemistry and Sr, C and O isotope composition of Paleoproterozoic carbonate-rich regolith from Segozero Lake (Russian Karelia) // Precam. Res. 2022. V. 368. 106459.

12. *Hodgskiss M.S.W., Crockford P.W., Turchyn A.V.* Deconstructing the Lomagundi-Jatuli Carbon Isotope Excursion // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2023. V. 51. P. 301–330.

13. *Martin A.P., Prave A.R., Condon D.J., et al.* Multiple Palaeoproterozoic carbon burial episodes and excursions // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 424. P. 226–236.

14. *Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W., et al.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: Evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Miner. Petrol. 1998. V. 130. N 2. P. 134–153.

15. *Puchtel I.S., Hellmann J.L., Rizo H., et al*. Evidence for Bulk Silicate Earth-like ^{142}Nd and ^{182}W composition of the mantle at 2.0 Ga // Geochim. Cosmochim. Act. 2025. V. 393. P. 133–154.

16. *Reddy S.M., Evans D.A.D.* Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere / Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D, Collins A.S. (eds.). Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2009. V. 323. P. 1–26.

17. *Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., et al.* Palaeoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian Craton: petrology, geochronology, and tectonic setting // J. Petrol. 2014. V. 55. N 9. P. 1719–1751.

18. *Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B., et al.* Jatulian mafic volcanics in the Segozero syncline, Karelian Craton: implication for chronostratigraphy and timing of Lomagundi-Jatuli event in Fennoscandia // Precam. Res. 2026. (*in press*)

Д.А. Сарапулова[1], М.К. Данукалова[1], А.Б. Кузьмичев[1], К.К. Сатановский[1], А.С. Дубенский[1]

Вулканиты позднего неопротерозоя (663–638 млн лет) на крайнем СВ Центрально-Таймырского пояса (район м. Челюскин): геохимические особенности, сопоставление с одновозрастными породами СЗ части пояса и геодинамические следствия

Полуостров Таймыр делится на три тектонических пояса: Южно-, Центрально- и Северо-Таймырский, разграниченные Пясино-Фадеевским и Главным Таймырским надвигами. Центрально-Таймырский пояс сложен докембрийскими осадочными, интрузивными и вулканическими породами, перекрытыми вендско-каменноугольным чехлом. Нет единого мнения о тектонической природе пояса: он рассматривается либо как аккреционный блок, состоящий из разнородных террейнов, причленившийся к Сибири в конце неопротерозоя [2]; либо как часть мезо-неопротерозойской окраины Сибирского палеоконтинента [3, 7, 9]

В пределах Центрально-Таймырского пояса, особенно в его восточной части, широко распространены вулканиты позднего докембрия. Их выходы прослеживаются от м. Челюскин на юго-запад до р. Ленивая более чем на 600 км [1]. Начиная с 90-х годов 20 века их обычно интерпретируют как островодужные и задуговые, но сведений о возрасте пород, их геохимических характеристиках и фациальной принадлежности, необходимых для обоснования геодинамической обстановки вулканизма, в литературе недостаточно. В 2019 г. частью соавторов доклада была изучена северо-восточная часть пояса с целью реконструкции его геодинамической эволюции. В частности, детальные исследования проведены в поле выходов вулканитов позднего неопротерозоя в районе бухты Восточная и п-ова Щербина, примыкающем к Главному Таймырскому надвигу.

Эти вулканиты картировались в составе разных стратиграфических подразделений, и строение разреза описывалось по-разному. На последней изданной карте м-ба 1:1 000 000 [4] все неопротерозойские эффузивные и вулканогенно-осадочные породы полуострова Челюскин без каких-либо обоснований объединены в лаптевскую свиту мощностью 850 м с двумя подсвитами: нижняя – вулканиты основного и среднего состава, верхняя – обломочные породы, включая туфоконгломераты, и кислые вулканиты;

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

в описании используется приставка «-мета». Опубликованы следующие датировки магматических пород свиты: 690, 662, 617 млн лет (U-Pb, циркон), 595 млн лет (Ar-Ar, плагиоклаз) [4 и ссылки в этой работе]. Первые две датировки происходят из пород, ранее относимых к другим свитам [5]. По данным [5], вулканиты несогласно залегают на более древних осадочных толщах, однако А.А. Макарьев [4] характеризует эту границу как согласную (допуская стратиграфическое несогласие). На породах лаптевской свиты с размывом залегает полимиктовая обломочная толща эдиакария(?) [4].

В работе [5] приведена сводка содержаний породообразующих окислов для основных и средних пород нижнелаптевской подсвиты разных районов п-ова Челюскин (28 образцов). На диаграмме TAS они попадают в поля от пикробазальтов до андезитов и трахиандезитов; по соотношению K_2O и SiO_2 дают разброс от толеитовой до высококалиевой известково-щелочной серии. Также составы не образуют ясных трендов на диаграмме AFM и на диаграммах Харкера. Это заставляет предполагать, что в выборку могли попасть разновозрастные породы, отвечающие к тому же различным зонам палеоструктуры.

По нашим наблюдениям, в районе бухты Восточная распространены туфы разного состава (включая игнимбриты), базальтовые и андезитовые лавы и вулканомиктовые конгломераты. В подчиненном количестве встречены тонкозернистые вулканогенно-осадочные породы. Туфы основного и среднего состава преобладают. Они преимущественно окрашены в зеленые и серо-зеленые цвета, но встречаются сиреневые и вишневые разновидности; содержат (в разном количестве) обломки эффузивных и гипабиссальных пород, а также кристаллокласты полевых шпатов. Размер литокластов от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, в редких случаях до 10–15 см. Нередко они расплющены вследствие первичного спекания. Чаще состав обломков однороден, но в пестроцветных туфах он также бывает пестрым (разнообразные по составу вулканиты). Восстановить первичную стратификацию пород и составить общий разрез свиты по условиям обнаженности и деформаций оказалось невозможно. Наиболее полный фрагмент разреза наблюдался на ручье Оленьем. Его мощность оценена в 950 м, однако границы некоторых пачек разломные. Контакты пород лаптевской свиты с подстилающими и перекрывающими осадочными толщами в пределах изученной территории также тектонические.

Петрографический состав пород достаточно однообразный за счет зеленокаменного изменения: широко проявлены эпидотизация, хлоритизация, серицитизация и карбонатизация. Базальты и андезиты часто переполнены вкрапленниками плагиоклаза размером до 1 см (иногда более), встречаются миндалекаменные разновидности. Редкие кислые туфы

сложены агрегатом кварца и полевых шпатов с кристаллокластами этих же минералов, вторичные изменения развиты более ограниченно; присутствуют обломки вулканитов среднего и кислого составов.

Возраст рассланцеванного милонитизированного туфа в нижней части разреза по руч. Олений составил 650±2 млн лет (кластер из 26 анализов, LA ICP MS). Кроме того, продатирован циркон еще из двух образцов вулканитов на изученной площади. Первый происходит из самого крупного выхода кислых туфов (верховья руч. Конофитоновой), ранее картировавшихся в составе верхнелаптевской подсвиты. По ним, однако, получен наиболее древний возраст: 663±2 млн лет (конкордантный кластер из 28 анализов). Другой образец риолитового пеплового туфа отобран из предполагаемых верхов разреза. Значения возраста распались на два кластера: 663±3 млн лет (20 анализов) и 638±3 млн лет (19 анализов). Первая цифра, по-видимому, отвечает ксеногенным цирконам из подстилающих вулканитов; молодой кластер интерпретирован как возраст извержения.

На момент написания тезисов полные петрохимические данные получены по 10 образцам вулканитов с изученной площади; только главные элементы определены еще по 7 образцам. Породы дифференцированы по составу от базальтов до риолитов; за редким исключением, принадлежат к толеитовой серии. По кремнекислотности они разделены на три группы.

Группа 1 включает два образца базальтов, трахиандезибазальт и фонотефрит. Последний отобран в 300 м ниже видимой кровли разреза на руч. Олений, остальные три образца происходят из предполагаемых верхов разреза свиты. Они существенно различаются между собой как по содержанию некоторых петрогенных окислов, так и по характеру распределения малых элементов. Один образец базальта характеризуется низким, почти на уровне MORB (напр., [8]), отношением Th/Nb (0.13); слабо дифференцированными спектрами РЗЭ (La/Yb = 1.75) и, в целом, очень пологим наклоном графика малых элементов вправо. Порфировый трахиандезибазальт (SiO_2 = 53.2%; здесь и далее содержания основных оксидов приведены в пересчете на 100%) демонстрирует глубокую Ta-Nb аномалию и форму графика малых элементов, характерную для базальтоидов континентальных окраин. При этом, в данном образце не наблюдается обогащение КИЛ элементов (Ba/La = 8.7, что ниже хондритовых значений). Содержание CaO очень низкое (1.8%). Два оставшихся образца похожи между собой и на базальтоиды океанических дуг по форме мультиэлементных графиков (они слабее дифференцированы по отношению к составу трахиандезибазальта, Th/Nb и La/Yb заметно ниже, но Ta-Nb минимум выражен); оба обогащены КИЛ элементами (Cs и Ba, но не Rb). На этом их сходство заканчивается: для одного (фонотефрит, Na_2O = 8.32%) характерны низкие концентрации титана, железа и фосфо-

ра (TiO_2 = 0.85%, FeO_t = 6.57%, P_2O_5 = 0.07%) и европиевый максимум; второй (мелкозернистый метабазит нормальной щелочности) обогащен железом (FeO_t = 18.1%), титаном (TiO_2 = 3.43%) и всеми несовместимыми элементами (относительно N-MORB), демонстрирует низкое содержание глинозема и слабый Eu-минимум на графике РЗЭ. Первый из обсуждаемых образцов содержит кумулятивную фазу и может быть комплементарен составу второго.

Группа 2 объединяет три образца андезитов и трахиандезитов. По распределению малых элементов они также различаются между собой. Плагиопорфирит из нижней части разреза свиты демонстрирует заметное обогащение ВЗЭ относительно РЗЭ, сильно дифференцированные спектры редких земель (La/Yb = 5.6), глубокие Nb и Ti-минимумы. Второй образец андезита с близкого уровня разреза схож по отношению La к Yb, но практически лишен Nb-аномалии, в нем присутствует максимум по Zr. Третий образец (плагиопорфирит) отобран вблизи кровли разреза на руч. Олений. Он гораздо слабее обогащен наиболее несовместимыми элементами, демонстрирует умеренные отрицательные аномалии по Nb и Eu, La/Yb = 2.7. Ни один из трех образцов не показывает обогащение КИЛ элементами, за исключением Ba-максимума в последнем. Проанализированные кислые породы (группа 3, риолиты и дацит с разных уровней разреза, 3 обр.) по распределению малых элементов могут быть интерпретированы как более дифференцированные разновидности по отношению к рассмотренным выше андезитовым порфиритам двух типов.

Как видно, в составе лаптевской свиты в изученном районе присутствуют породы, которые по геохимическим признакам напоминают вулканиты океанических островных дуг, континентальных дуг и задуговых бассейнов. Закономерностей в изменении составов по разрезу не прослеживается. Маловероятно, что они изначально формировались в разных обстановках и оказались тектонически совмещены в современной структуре; по крайней мере, признаков такого совмещения не обнаружено. По нашему мнению, все изученные породы образовались во фронтальной части активной континентальной окраины на гетерогенном фундаменте, за счет выплавок из разных источников и их последующей дифференциации. Фундаментом являлась более древняя Модинская островная дуга, причленившаяся к окраине континента в середине неопротерозоя (данные авторов), и, возможно, отчасти кора самого континента. Мы предполагаем, что этим континентом была Сибирь, но данный вопрос выходит за рамки доклада. Изученные породы лаптевской свиты представлены преимущественно продуктами наземных извержений, на что указывает наличие игнимбритов, обилие туфов без признаков осадочной слоистости и сортировки, отсутствие пиллоу-базальтов.

В южной части полуострова Челюскин на изданных картах показано широкое распространение дифференцированных вулканитов известково-щелочной серии с высокими содержаниями калия и преобладанием кислых разновидностей (борзовская свита; [5]) Эта свита считалась более древней относительно лаптевской, однако опубликованные изотопные датировки отсутствуют. Мы предполагаем, что две свиты могут оказаться фациальными аналогами на основании следующего. Подобные борзовской свите высококалиевые вулканические породы изучены нами в северо-западной части Центрально-Таймырского пояса. Они обладают надсубдукционными характеристиками и интерпретированы как продукты извержений в тылу активной континентальной окраины 683–658 млн лет назад [6]. Логично предположить, что в восточную часть пояса во второй половине криогения протягивалась та же окраина, тыловая часть которой в современной структуре обнажена на юге, а фронтальная – на севере п-ова Челюскин.

Исследования выполнены при поддержке РНФ, грант № 22-77-10096-П.

Литература

1. *Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б.* Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка / Ред. В.В. Беззубцев. Красноярск. 1986. 177 с.

2. *Верниковский В.А*. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 202 с.

3. *Додонов В.М., Худолей А.К., Проскурнин В.Ф. и др.* Этапы деформаций верхненеопротерозойских комплексов на северо-востоке Центрально-Таймырской тектонической зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 4. С. 0842.

4. *Макарьев А.А.* (ред.) Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист T-45–48 (м. Челюскин). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 472 с.

5. *Марковский В.А., Кабаньков В.Я., Соболевская Р.Ф. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Таймырская. Листы T-47-XXVII, XXIX, XXX (р. Марга), T-48-XIX, XX, XXI (п-ов Челюскин), T-48-XXII, XXIII, XXIV (о-в Самуила), T-48-XXV, XXVI, XXVII (плато Лодочникова), T-48-XXVIII, XXIX, XXX (залив Симса). Объяснительная записка. М., 2000. 186 с.

6. *Сарапулова Д.А., Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. и др.* Поздненеопротерозойский магматизм в активной окраине (северо-запад Центрально-Таймырского пояса): данные геохронологии, петрографии и геохимии // XXXI Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и гео-

динамика»: Материалы конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025. С. 106–109.

7. *Kuzmichev A.B., Danukalova M.K.* The Laptev Sea orocline: how to tie loose ends of Arctic fold belts // Earth-Science Reviews. 2023. V. 238. P. 104330.

8. *Plank T.* Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // Journal of Petrology. 2005. V. 46. № 5. P. 921–944.

9. *Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A. et al.* The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U-Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // International Geology Review. 2017. V. 59. N 13. P. 1632–1656.

К.А. Ситар[1], Б.В. Георгиевский[2]

Сопоставление моделей плитотектонических реконструкций неопротерозоя (по данным о распространении диамиктитов)

Введение

В последнее время опубликованы модели глобальных геодинамических реконструкций, охватывающих широкий временной диапазон, включающий неопротерозой [2, 3, 5 и др.]. Целью данной работы является сравнительный анализ наиболее детальных и часто используемых реконструкций седиментационных обстановок неопротерозоя, важных как для теоретического понимания глобальных палеотектонических закономерностей, так и в практическом плане для характеристики потенциала обнаружения полезных ископаемых, связанных с осадочными комплексами данного возраста [1].

Сравнительный анализ палеотектонических моделей

На рис. 1 показано несколько реконструкций неопротерозоя (690–700 млн лет) в соответствии с одними из наиболее часто используемых моделей Скотезе и др. [5], А. Мердита и др. [4] и Цао и др. [3]. Последняя

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] ООО «ЗН-НТЦ», Москва, Россия

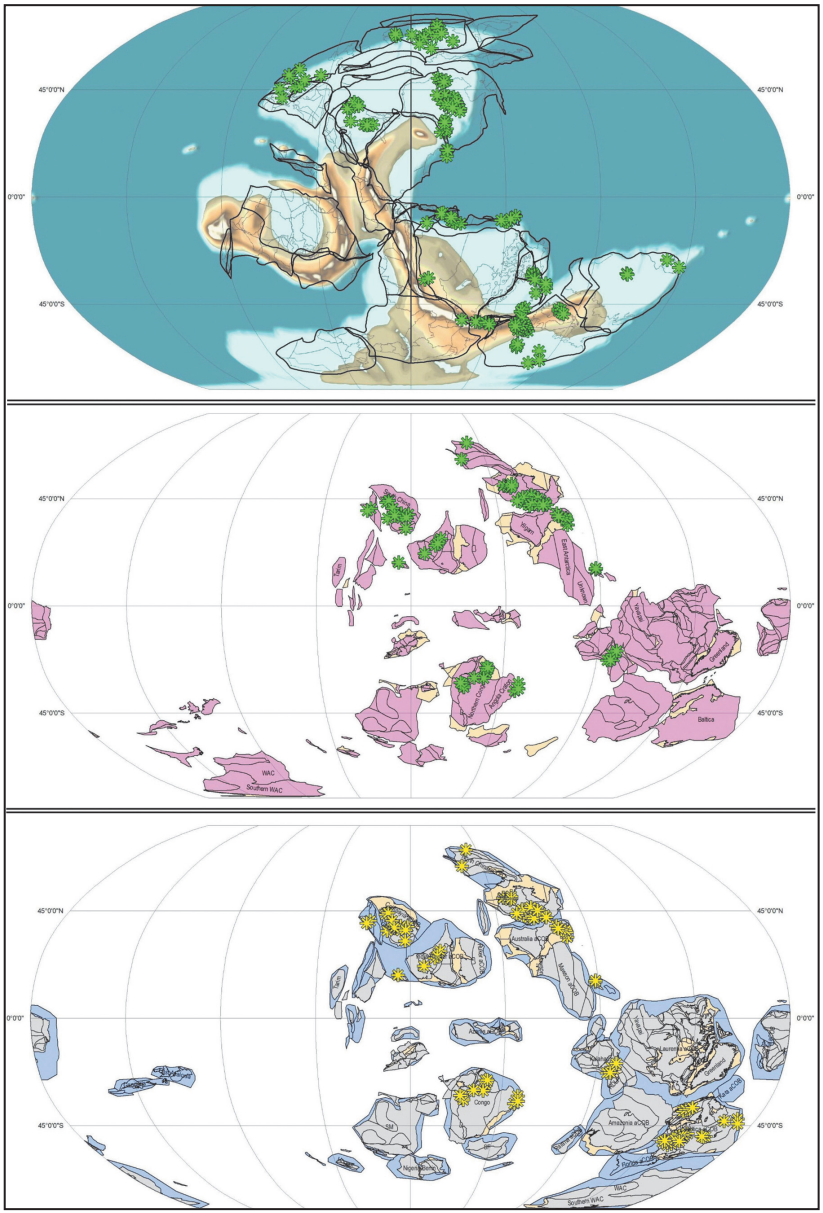
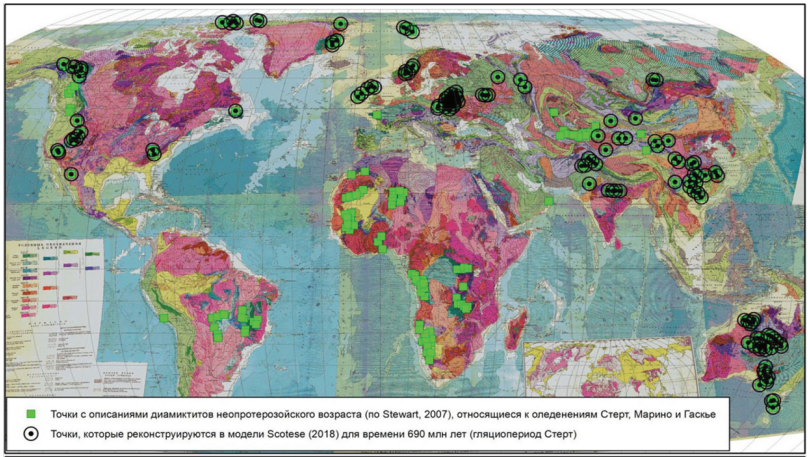
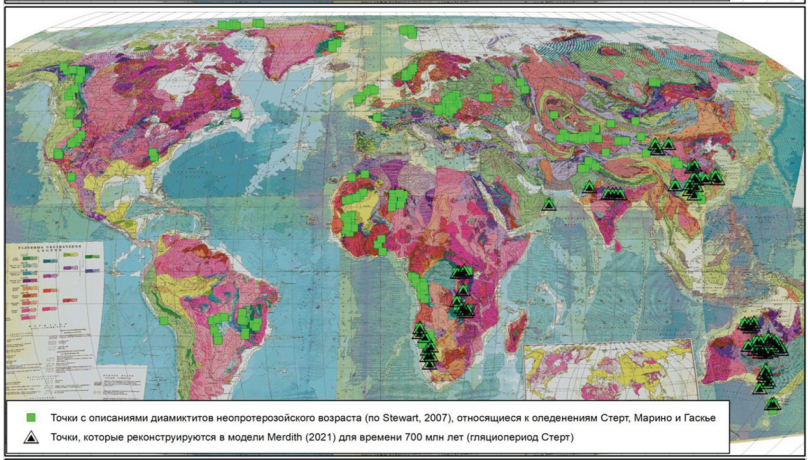


Рис. 1. Серия плитотектонических моделей на этап палеооледенения Стерт (690–700 млн лет) и реконструкции положения точек закартированных неопротерозойских диамиктитов в соответствии с различными моделями: вверху – [5], в середине – [4], внизу – [3]


Точки с описаниями диамиктитов неопротерозойского возраста (по Stewart, 2007), относящиеся к оледенениям Стерт, Марино и Гаскье
Точки, которые реконструируются в модели Scotese (2018) для времени 690 млн лет (гляциопериод Стерт)


Точки с описаниями диамиктитов неопротерозойского возраста (по Stewart, 2007), относящиеся к оледенениям Стерт, Марино и Гаскье
Точки, которые реконструируются в модели Merdith (2021) для времени 700 млн лет (гляциопериод Стерт)

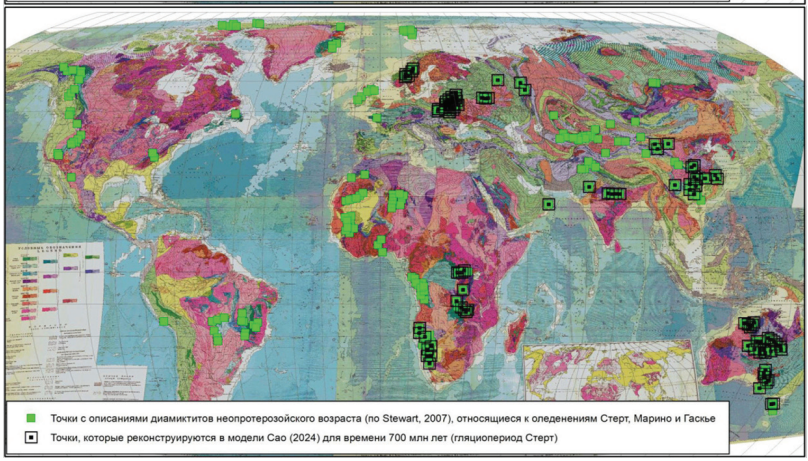

Точки с описаниями диамиктитов неопротерозойского возраста (по Stewart, 2007), относящиеся к оледенениям Стерт, Марино и Гаскье
Точки, которые реконструируются в модели Cao (2024) для времени 700 млн лет (гляциопериод Стерт)

Рис. 2. Распространение комплексов неопротерозойских диамиктитов [6] и эти же точки, реконструируемые в геодинамических моделях на этап палеооледенения Стерт (690–700 млн лет): вверху – по модели [5], в середине – по модели [4], внизу – по модели [3]. На всех картах использована основа геологической карты докембрия континентов [1]

из упомянутых моделей 2024 г. является одной из наиболее детально проработанных, учитывает большинство моделей предшественников (как уже упомянутых, так и известные глобальные модели С. Писаревского (2014 г.), К. Конди (2021 г.), Ли (2023 г.) и другие). В частности, эта модель [3] основана на наиболее полной совокупности данных палеомагнитных, геохронологических, по магматизму и метаморфизму, а также по кинематике плит и эволюции их границ.

Седиментационные обстановки периодов оледенения неопротерозоя

Одним из ключевых элементов описания и корреляции осадочных комплексов неопротерозоя являются горизонты диамиктитов, относящиеся к серии оледенений этапа «Snawball Earth» (в русском варианте именующегося как этап «Земля-снежок»). В соответствии с [6], данные горизонты, ассоциирующиеся с ледниковыми отложениями, представлены мелко-, крупнообломочными породами в глинистом и песчаном матриксе, часто с карбонатными породами и турбидитовыми комплексами. Глобальная компиляция данных известных диамиктитов представлена, например, в работах [1, 6], а сами осадочные комплексы относятся к оледенениям Стерт (Sturtian, датируемое по разным оценкам около 717–660 млн лет), Марино (Marinoan, 654–632 млн лет) и Гаскье (Gaskiers, около 580 млн лет). Первое из перечисленных оледенений является наиболее значимым и продолжительным, описанным наиболее достоверно, поэтому данный этап и выбран для сравнительной характеристики глобальных моделей реконструкций (рис. 1), позволяющих восстановить положение описанных практически на всех континентах [1, 2] комплексов неопротерозойских диамиктитов, показанных на рис. 2. Как видно на рис. 1 и рис. 2 каждая из известных и наиболее часто используемых моделей глобальных реконструкций является скорее взаимодополняющей, а в отдельности не полностью описывает реконструкции положения всех неопротерозойских диамиктитов.

Таким образом, проведенный анализ позволяет сделать два основных вывода. Глобальные геодинамические реконструкции являются мощным и информативным инструментом, позволяющим согласованно модели-

ровать палеоседиментационные и палеотектонические обстановки, в том числе для отложений неопротерозоя. При этом, несмотря на непрерывное улучшение качества и детальности реконструкций, для наиболее корректных построений и выводов целесообразно использовать компиляцию из нескольких палеотектонических моделей, особенно для моделирования обстановок в различных регионах мира.

Литература

1. Геологическая карта докембрия континентов. Масштаб 1:15 000 000. 1974 г. Главный редактор: А.В. Сидоренко. Министерство геологии СССР.

2. *Ситар К.А., Георгиевский Б.В., Большакова М.А., Саутkин Р.С*. Комплексная оценка условия формирования нефтегазоматеринского потенциала отложений неопротерозоя // Георесурсы. 2022. Т. 24. № 2. С. 47– 59.

3. *Cao X., Collins A.S., Pisarevsky S., Flament N., Li S., Hasterok D., Müller R.D.* Earth's tectonic and plate boundary evolution over 1.8 billion years // Geoscience Frontiers. 2024. V. 15. Is. 6. P. 101922,

4. *Merdith A.S., Collins A.S., Williams S.E., Pisarevsky S., Foden J.D., Archibald D.B., Blades M.L., Alessio B.L., Armistead S., Plavsa D., Clark C., Müller R.D.* A full-plate global reconstruction of the Neoproterozoic // Gondwana Res. 2017. V. 50. P. 84–134.

5. *Scotese C.R., Wright N.* PALEOMAP Paleodigital Elevation Models (PaleoDEMS) for the Phanerozoic PALEOMAP Project, 2018. https://www.earthbyte.org/paleodem-resourcescotese- and-wright-2018.

6. *Stewart J.H.* World map showing surface and subsurface distribution, and lithologic character of Middle and Late Neoproterozoic rocks. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1087. 2007.

Д.Р. Ситкина[1], А.Б. Кузнецов[1], Е.А. Гладкочуб[2], Н.В. Брянский[2], А.В. Иванов[2], В.М. Горожанин[3]

Возможности определения возраста тектонических событий на примере локального U-Pb датирования кальцита из нептунических даек стерлитамакских шиханов

Нептунические дайки – уникальные геологические объекты, представляющие собой синседиментационные трещины или пустоты, заполненные осадочными породами. Их особенность заключается в том, что они являются индикатором тектонических и сейсмических событий и позволяют реконструировать историю и время таких процессов в прошлом. Такие образования распространены в нижнепермских карбонатных массивах Предуральского прогиба. На этой территории в горах одиночках – так называемых «шиханах» встречаются жилообразные тела, сложенные слоистым и обломочным карбонатным материалам. Возраст образования этих тел по палеонтологическим данным оценивается в интервале ассельского–артинского ярусов нижней перми. Изученные образцы из карьера Шахтау представляют собой брекчию известняков в известково-глинистом матриксе, которые состоят из тонкозернистого кальцита молочно-белого цвета. Образование такого вида даек связывается с сейсмо-тектоническим событием, которое привело к обрушению и дроблению блоков вмещающих пород [1].

Предварительное исследование изотопного состава стронция во вмещающих известняках и в двух разновидностях нептунических даек в карьере Шахтау показало, что отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ близки во всех образцах и находятся в интервале 0.70770–0.70788, что соответствует ассельскому ярусу ранней перми. Уран-свинцовая система менее устойчива к любым вторичным процессам чем рубидий-стронциевая и может нарушаться если при этом менялись редокс состояния поровых вод, шли процессы перекристаллизации и цементации, а также отлагались новые карбонатные фазы [2, 3]. На основе петрографического и катодолюминисцентного анализа кальцита из известковой брекчии были выделены несколько генераций кальцита – первая сложена тонкозернистным кальцитом с волнисто-слоистой текстурой и приурочена к внешним границам обломков брекчии, вторая – тонкозенистым кальцитом с однородной текстурой и третья

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
[2] Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия
[3] Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

представляет собой кальцитовый цемент, заполняющий микропрожилки и трещинки в образце. Для первых двух разновидностей кальцита было выполнено элементное картирование и геохронологическое U-Pb исследование методом LA-ICP-MS.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования кальцита выполнено в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск), 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 $^{207}Pb/^{206}Pb$ отношений использовалось стекло SRM NIST 610. В качестве эталонного материала с аналогичной неизвестному образцу матрицей для нормализации $^{238}U/^{206}Pb$ отношений использовался возрастной стандарт кальцита Tarim [4].

Элементное растровое картирование разных зон показало, что зона с волнисто-слоистым строением более неоднородна по своему содержанию Fe, Mn, U, Pb и Th чем область с однородным строением, а нижнее пересечение линии регрессии на диаграмме Тера-Вассербурга отвечает возрасту 332±10 млн лет, СКВО = 9. Для области с однородной текстурой получен U-Pb возраст 298±12 млн лет, СКВО = 3.3.

Возраст вмещающих нептуническую дайку известняков, установленный по палеонтологическими данным, дает верхнюю границу ее образования не древнее ранней перми. Учитывая особенности строения и элементного состава волнисто-слоистой области, можно сказать, что U-Pb система в этой части была частично нарушена в результате образования брекчии и взаимодействии ее с глинистым материалом во время литификации осадка. Полученный ассельский U-Pb возраст кальцита в пределах ошибки соответствует хемостратиграфическим и палеонтологическим данным.

Результаты изотопного исследования указывают на то, что катастрофическое событие произошло близко ко времени образования рифовых известняков. Подобные U-Pb геохронологические исследования позволяют уточнить геологическую историю развития осадочных толщ в западном борту Предуральского прогиба и показывают возможности использования кальцита для датирования тектонических событий.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-77-00067.

Литература

1. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Генезис нептунических даек в Стерлитамакских шиханах // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 69–80.

2. *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., Hod-*

son 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. V. 2. P. 33–61.

3. *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.

4. *Zhang L.-L., Zhu D.-Ch., J.-Ch Xie., Wang Q., Kamo S., Rochʹın-Bañagac 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.

С.Г. Сколотнев[1], А.А. Пейве[1], С.Ю. Соколов[1], К.О. Добролюбова[1], А.Н. Иваненко[2], В.А. Боголюбский[1], И.А Веклич[2], В.Н. Добролюбов[1], В.Л. Любинецкий[2], С.А. Докашенко[1]

Строение мезоструктурного кластера Кинг (восточный фланг САХ в Северной Атлантике)

Изучение внутриплитных процессов, происходящих на океаническом дне за пределами осевых зон спрединга, является важным направлением тектонических исследований в океане. При этих процессах сформировался трог Кинг, крупная мезоструктура на восточном фланге САХ в Северной Атлантике. Его происхождение до сих пор остается дискуссионным, например, [4–7]. Наша точка зрения по этому поводу, основанная на результатах обработки материалов двух экспедиций на НИС «Академик Николай Страхов» в 2023 и 2024 гг., была изложена в статьях [1, 2] и на 56-м Тектоническом совещании [3]. С тех пор появились новые соображения в связи с интерпретацией результатов батиметрической и гидромагнитной съемки, которые и являются целью данного доклада.

Помимо трога Кинг в район полигона детальных исследований входят соседствующие с ним мезоструктуры, которые образуют кластер, названный нами мезоструктурный кластер Кинг. Наиболее правильное понимание природы трога Кинг, как и соседствующих с ним структур, с нашей точки зрения, возможно лишь при прояснении условий и причин

[1] Геологический институт РАН (ФГБУН ГИН РАН), Москва, Россия
[2] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ФГБУН ИО РАН), Москва, Россия

формирования всего кластера в целом и структурного преобразования прилегающих структур восточного фланга САХ.

На основании анализа батиметрической карты в пределах полигона выделено 5 тектонических провинций, различающихся по строению океанического дна. С северо-запада на юго-восток в соответствии с простиранием трога Кинг выделены следующие тектонические провинции: 1) *фланговых структур САХ северо-западнее трога Кинг*, 2) *трог Кинг с фланговыми вулканическими нагорьями*, 3) *фланговых структур САХ юго-восточнее трога Кинг*, 4) *центральный сегмент Азоро-Бискайского поднятия* и 5) *азональная провинция наложенных вулканических структур цоколя южного нагорья трога Кинг*.

Центральной провинцией полигона является *провинция трога Кинг с фланговыми вулканическими нагорьями*. Совокупно трог Кинг и его фланги обладают отчетливой продольной и поперечной зональностью. Их центральной структурой является долина трога, имеющая генеральное северо-западное простирание, косое по отношению к структурам САХ. Параллельно долине на каждом фланге протягиваются полосами разной ширины вулканические нагорья, каждое из которых нарастает на широком цоколе, преимущественно ровная поверхность которого полого падает в сторону от нагорья. Характер разломной тектоники и строения вулканических нагорий, вариации их высоты и ширины, а также ширины и глубины трога определяют поперечную зональность этой провинции. В крайней северной *подпровинции замыкания трога* долина отсутствует, наблюдается единое вулканическое нагорье, нарастающее на пологом своде, наложенном на структуры САХ. В следующей *подпровинции северо-западного окончания трога Кинг* уже имеется понижение в рельефе между двумя узкими невысокими вулканическими хребтами, однако настоящей долины еще не сформировалось, поскольку днище этого понижения круто, но ступенчато падает в юго-восточном направлении. Далее на юго-восток в *северо-западной подпровинции* сформировался настоящий трог с полого падающим днищем в том же направлении. В следующей *центральной подпровинци*и глубина долины достигает максимальных значений, также возрастает ширина трога, оставаясь в пределах подпровинции неизменной. В этой подпровинции сформировались наиболее высокие нагорья, имеющие большую ширину. В *юго-восточной подпровинции* глубина долины скачкообразно уменьшается, но днище сохраняет плоский характер, ширина трога незначительно увеличивается в юго-восточном направлении. Происходит изменение характера сегментации нагорий на северном и южном флангах трога. Если на южном фланге сохраняется линейный вулканический хребет, то на северном фланге вулканические массивы отделены друг от друга криволинейными разломами. В последней *подпровинции юго-восточного окончания трога* дно долины вначале скач-

кообразно поднимается, а затем последовательно ступенчато опускается в сторону впадины Фрин, при этом днище долины резко сужается при увеличении общей ширины трога. Сужение днища долины есть следствие того, что она заполняется вулканическими образованиями. Главными структурными элементами вулканических нагорий в этой подпровинции являются крупные субизометричные вулканические массивы, иногда смещенные относительно друг друга по субширотным сдвигам. В целом южный фланг трога на участке этой подпровинции смещен к западу по отношению к таковому в предыдущей подпровинции.

Границы трех более северо-западных подпровинций простираются поперечно к генеральному простиранию трога на этом участке (310°) и имеют разломную природу. Границы двух более юго-восточных подпровинций имеют субширотное простирание (275°), что является косым направлением по отношению к генеральному простиранию трога на этом участке (320°). Граница между *центральной* и *юго-восточной подпровинциями*, которая проходит по линии излома генерального простирания трога от 310° к 320°, имеет субмеридиональное простирание 347°.

Южный борт долины трога на протяжении *подпровинций северо-западного окончания и северо-западной прямолинеен* и субпараллелен генеральному простиранию трога, тогда как северный борт последовательно отклоняется к северу по мере продвижения к юго-востоку, его генеральное простирание 295°, при этом наблюдается система коленообразных разломов, отражающих это отклонение. Данный факт свидетельствует о том, что трог на участке этих подпровинций формировался в результате отодвигания северного борта от южного, остававшегося неподвижным. Широкое развитие сдвигов в юго-восточных подпровинциях, включая границы между ними, а также смещение южного борта к западу на этом участке может свидетельствовать в пользу того, что на данном участке трог формировался при раздвиге обоих бортов, при этом имели место дифференцированные движения, что приводило к возникновению субширотных сдвигов. Отдельные блоки северного борта, судя по наличию оконтуривающих их криволинейных разломов, также испытывали вращение против часовой стрелки.

Днище долины трога осложнено внутритроговыми хребтами, среди которых выделяется три типа. К первому типу относятся узкие линейные продольные хребты с простиранием от 310° до 295°, прижатые к южному борту и распространенные в *северо-западной* и *центральной подпровинциях*. Это гребни блоков, сползших с южного борта по листрическим сбросам при заполнении пустого пространства, возникавшего при отодвигании северного борта. Второй тип внутритроговых хребтов распространен в юго-восточных подпровинциях. Это короткие линзовидные хребты с простиранием около 300°, вдающиеся в долину со стороны южного нагорья.

По результатам опробования это могут быть как вулканические, так и тектонические образования. В обоих случаях эти хребты маркируют разломы, оперяющие сдвиги, развитые на этом участке трога. Единственный хребет третьего типа вытягивается вдоль субмеридиональной границы, между *центральной* и *юго-восточной подпровинциями* в районе излома генерального простирания трога Кинг. Судя по тому, что на его поверхности видны вулканические кратеры, он имеет вулканическую природу, а его линейность обусловлена приуроченностью к разлому.

Провинция фланговых структур САХ к северо-западу от трога Кинг имеет типичное строение, образованное системой гряд и хребтов генерального северо-восточного простирания, разделенных депрессиями. Подобные структуры формируются в осевой зоне спрединга. Строение дна в *провинции фланговых структур САХ к юго-востоку от трога Кинг* заметно более сложное, различающееся на разных участках, в силу чего эта площадь разделена на 4 подпровинции. В *подпровинции ненарушенных структур* система гряд и хребтов имеет на севере северо-восточное простирание, а на юге площади – субмеридиональное простирание ортогональное палеотрансформам, встреченным в этой провинции. Последние, представленные впадинами Пик и Фрин, глубина которых много больше, чем у трога Кинг, вместе с разделяющим их хребтом Палмер объединены в отдельную подпровинцию. По-видимому, все структуры этой подпровинции деформированы, поскольку субширотное простирание впадин меняется в восточном направлении на северо-восточное. Очевидное тектоническое преобразование структур САХ имеет место и в подпровинции, расположенной в северо-западном углу данной провинции. Ее центральным структурным элементом является глубокая впадина с крутыми бортами практически квадратных очертаний в плане. Эта впадина сформировалась в условиях растяжения океанического дна СЗ-ЮВ направления, возникших в силу того, что раздвиг трога на этом участке излома генерального простирания трога Кинг происходит в разных расходящихся направлениях. От впадины в северном и восточном направлениях отходят неглубокие понижения в рельефе, в пределах и около которых фланговые гряды и хребты САХ изменяют свое простирание. В четвертой подпровинции, занимающей южную половину этой провинции, из фланговых структур САХ сохранилась только долина палеотрансформа субширотного простирания, имеющая незначительную глубину, борта этой долины надстроены небольшими вулканическими грядами, претерпевшими тектонические деформации. На остальной площади преобладает плоское дно, осложненное отдельными небольшими вулканическими массивами. Не наблюдается системы гряд и хребтов характерной для флангов САХ, очевидно, они погребены под лавовыми потоками, изливавшимися из трещин площадного ареального вулканизма. В силу этих причин и долина

палеотрансформа имеет в отличие от впадин Пик и Фрин очень маленькую глубину.

В пределах изученного фрагмента *провинции центрального сегмента Азоро-Бискайского поднятия* редкие отдельные разрозненные вулканические структуры, крупнейшей из которых является гора Георгия Зимы – вулкан центрального типа, совокупно образуют цепочку северо-восточного простирания.

Последняя из выделенных провинций представлена тремя разрозненными кластерами вулканических структур, каждый из которых представляет отдельную подпровинцию: *плато Гницевича*, *гора Лукина-Лебедева* и *кальдера Крамб*. Первые две из них имеют схожее строение. На высоком цоколе нарастают один или несколько вулканов центрального типа, некоторые из которых ранее выступали выше уровня моря. Кальдера Крамб – кольцевая структура, состоящая из неглубокой эллипсоидальной впадины, обрамленной отдельными гребнями, часть из которых венчается вулканами центрального типа.

Следует сказать несколько слов о структурных взаимоотношениях между провинциями. Наиболее сложные из них имеют место между трогом Кинг и впадинами Пик и Фрин, которые наследуют субширотные долины древнего политрансформа, непосредственно примыкающего на этом участке к Азоро-Бискайскому поднятию. Трог Кинг и его вулканические нагорья упираются в долины этого политрансформа и далее к юго-востоку не распространяются. Во всех троговых структурах появляются субширотные разрывные нарушения, в том, числе сдвиговой природы, разделяющие отдельные раздвигающиеся блоки, и оперяющие их разломы. Следовательно, политрансформ был границей, к северу от которой существовали напряжения растяжения, приведшие к образованию трога Кинг, а к югу от него таковые отсутствовали. Блоки, скользящие вдоль трансформных разломов, деформировались и деформировали трансформы и структуры, к ним прилегающие. Вулканизм предшествовал раздвигу, сопровождал раздвиг и проявлялся после него. О последнем свидетельствует тот факт, что он заполнял возникавшую долину трога, распространялся по разломам, возникавшим в процессе раздвига, в том числе, мигрируя на прилегающую область фланговых структур САХ, проявляясь в виде ареального площадного вулканизма и в виде узких линейных вулканических хребтов, приуроченных к разломным зонам. В соответствии с данными [5], вулканизм на начальной стадии формирования трога Кинг как единой мезоструктуры продолжался с 45.5 до 39.5 млн лет назад и происходил на коре с возрастом около 54 млн лет (хрон 24). В этом случае 45.5 млн лет назад – это время начала формирования всей мезоструктуры трог Кинг. На удалении от политрансформа роль сдвиговых нарушений уменьшается, и сегментация трога Кинг и его флангов обуславливается неравномерной

интенсивностью вулканизма и длительностью раскрытия трога, в частности, мощная вспышка вулканизма случилась 39.2–37.5 млн лет назад на участке *центральной подпровинции* [5]. В соответствии с уточненными результатами интерпретации аномального магнитного поля раскрытие трога Кинг прекратилось в период между хронами 12 и 6Cr, т.е. между 30.8 и 24 млн лет назад, но вулканизм мог продолжаться и в более позднее время. Вулканы плато Гницевича, расположенные вблизи *подпровинции замыкания трога Кинг* формировались 10–11 млн лет назад [5], этот возраст можно ожидать и для финального вулканизма трога Кинг и соответственно ожидать омоложение вулканизма вдоль трога в северо-западном направлении.

Литература

1. *Skolonev S.G., Peyve A.A., Dobrolyubova K.O., Ivanenko A.N., Patina I.S., Bogolyubskiy V.A., Dobrolyubov V.N., Veklich I.A., Dokashenko S.A., Lyubinetskiy V.L., Ilyin I.A*. Structure of the Ocean Floor in the Junction Area of King's Trough and the Azores-Biscay Rise (North Atlantiv) // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 516. Pt. 2. P. 913–919.

2. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Соколов С.Ю. и др.* Строение океанического дна в районе сочленения трога Кинг и плато Гницевича (Северная Атлантика) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2025. Т. 520. № 2. С. 212–223.

3. *Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Соколов С.Ю. и др.* Строение и происхождение трога Кинг (восточный фланг САХ в Северной Атлантике) // Материалы LVI-го Тектонического совещания: «Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы – 2025». М.: ГЕОС, 2025. С. 519–523.

4. *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.

5. *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.

6. *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.

7. *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.

В.Н. Смирнов[1], **О.Ю. Глушкова**[1]

Кайнозойские впадины и неотектоника северного побережья Охотского моря

Вдоль северного побережья Охотского моря простирается орогеническая область, резко отличающаяся от других областей общей дифференцированностью и контрастностью кайнозойских движений. В ее пределах выделяются два типа новейших структур: межгорные и прибрежные впадины и локальные дифференцированные поднятия, имеющие форму куполов, небольших сводов, прямых и наклонных горстов [1]. Межгорные впадины, занимающие примерно такие же площади, что и поднятия, имеют разнообразную форму в плане: от округлой, с дуговыми ограничениями до прямоугольной, с четкими линейными границами и различным удлинением. Впадины выполнены кайнозойскими терригенными отложениями общей мощностью до 2500 м.

Кайнозойские впадины обычно тяготеют к низовьям и устьям крупных рек. Они открыты в сторону Охотского моря и имеют разную протяженность береговой линии: от 20 до 120 км. Преобладающая абсолютная высота кроющих впадины аккумулятивных равнин колеблется в пределах от 250 до 50 м и менее, снижаясь вплоть до уровня моря.

Впадины сложены слабо диагенезированными прибрежно-морскими и континентальными осадками олигоцен-миоценового и плиоцен-плейстоценового возраста общей мощностью до 2500 м. По данным бурения в палеоген-неогеновой толще установлены сбросы, амплитуда которых достигает 60 м [2].

В основании впадины установлены слои слабо сцементированных конгломератов, гравелитов, песков с прослоями лигнитов эоцен-олигоценового возраста, которые с угловым несогласием залегают на меловых эффузивно-осадочных толщах. Содержащийся в них спорово-пыльцевой комплекс позволяет определить возраст осадков как переходный от эоцена к олигоцену [3].

Миоценовые отложения имеют более широкое распространение. Они с размывом залегают на отложениях палеогена и на корах выветривания по гранитоидам и вулканитам раннего мела. По геофизическим данным их мощность оценивается в 600 м. В открытых разрезах они представлены слабо сцементированными конгломератами, песками, галечниками, глинами с прослоями бурого угля. Пески в этом горизонте разнозернистые

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

желтовато-серые, иногда ожелезненные с коричневато-бурым ржавым оттенком. Валуны в конгломератах и галька имеют преимущественно гранодиоритовый и андезитовый состав. Форма валунов часто уплощенная, окатанность хорошая. Они сильно выветрелы, содержание их в составе толщи 30–60%. К плиоцену относятся дресвяно-песчано-глинистые осадки и пестроцветные глины коры выветривания, представляющие собой структурный элювий, сформированный на гранитоидах и эффузивных породах кислого и основного состава. Реликты коры выветривания широко распространены вдоль обрамления впадин.

В строении впадин выделяется плиоцен-четвертичный этап развития, в течение которого произошло моделирование рельефа их поверхности под воздействием эрозионно–денудационных и аккумулятивных процессов. В отдельных местах поверхность впадин образована на поднятых блоках олигоцен-миоценовых отложений, которые залегают в основании кайнозойской осадочной толщи. Значительные площади по периферии впадин образованы субгоризонтальными поверхностями выравнивания на эродированном позднемезозойском фундаменте.

По составу коррелятных осадков выделяются следующие главные этапы развития прибрежных впадин в кайнозое. В эоцене в результате тектонической активизации возникают впадины, в пределах которых накапливаются прибрежно-морские отложения. Эоцен-олигоценовые отложения с угловым несогласием залегают на меловых эффузивно-осадочных толщах и, в свою очередь, со стратиграфическим несогласием перекрываются неогеновыми отложениями.

В строении впадин выделяется плиоцен-четвертичный этап развития, в течение которого произошло осушение впадин и моделирование рельефа их поверхности под воздействием эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов. В отдельных местах поверхность впадин образована на поднятых блоках олигоцен-миоценовых отложений, которые залегают в основании кайнозойской осадочной толщи. Значительные площади по периферии впадин образованы субгоризонтальными поверхностями выравнивания на эродированном позднемезозойском фундаменте.

В плиоцене территория развивалась в континентальном режиме с формированием поверхностей выравнивания и кор выветривания. В конце плиоцена и в плейстоцене восходящими неотектоническими движениями были сформированы обрамляющие впадину горные сооружения. Вследствие блоковых перемещений по тектоническим нарушениям произошла деструкция сформировавшейся в неогене региональной поверхности выравнивания. Амплитуда вертикальных перемещений достигала 200 м в пределах впадин и 400–500 м – в горном обрамлении. В течение плейстоцена формировались основные черты современного рельефа.

Литература

1. *Смирнов В.Н.* Верхоянско-Чукотская область новейшего горообразования: зональность и основные этапы формирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 5. С. 610–620.

2. *Корольков В.Г.* Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Лист О-56-II. М., 1987. 88 с.

3. *Белая Б.В.* О возрасте кайнозойских отложений Ланковской впадины (по палинологическим данным) // Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Вып. 2: Северное Приохотье. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 17–30.

Д.О. Смирнова[1], Р.С. Сауткин[1], А.А. Верещагин[1], Е.С. Исаев[1]

Тектонический контроль нефтегазоносности отложений ботуобинского горизонта в районе Мирнинского свода Непско-Ботуобинской антеклизы (Восточная Сибирь)

Нефтегазоносность территории Мирнинского свода Непско-Ботуобинской антеклизы связана с отложениями вендского, венд-кембрийского и кембрийского нефтегазоносных комплексов (НГК). В пределах вендского НГК выделяется ботуобинский горизонт, приуроченный к отложениям нижнебюкской подсвиты верхнего венда и сложенный преимущественно кварцевыми песчаниками разной зернистости с незначительной примесью алевролитов, аргиллитов [5]. Отложения горизонта являются продуктивными более чем на 10 месторождениях антеклизы, при этом большая часть из них имеет блоковое строение (особенно в пределах Мирнинского свода). Это прямое и явно видимое в современном структурном плане следствие тектонического контроля нефтегазоносности. Однако при более детальном рассмотрении условий осадконакопления, фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) горизонта и особенностей проявления вторичных процессов, а также формирования и переформирования залежей, в каждом из этих аспектов будет проявлен тектонический контроль.

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

Тектоническая история развития Сибирской платформы является достаточно сложной ввиду своей продолжительности и наполненности событиями, происходившими как на периферии платформы, так и в её пределах. С точки зрения анализа перспектив нефтегазоносности особый интерес вызывают этапы развития, связанные с формированием осадочного чехла, накопление которого на платформе началось в рифее. В пределах же Мирнинского свода отложения этого возраста имеют малую мощность или отсутствуют. Именно поэтому основными этапами, влияние которых на нефтегазоносность можно прямо или косвенно оценить являются венд-раннедевонский, среднедевонско-раннекарбоновый, визе-пермский, пермо-триасовый и раннетриасовый, средне-позднетриасовый, юрско-меловой, палеоцен-эоценовый и олигоцен-четвертичный этапы [7].

Формирование отложений ботуобинского горизонта отвечает началу венд-раннедевонского этапа. Накопление отложений происходило в прибрежно-морских условиях побережья приливно-отливного типа. Источник сноса располагался к северо-западу от изучаемой территории Мирнинского выступа, в районе современной Анабарской антеклизы; углубление бассейна происходило к юго-востоку – в сторону Предпатомского прогиба [5]. Длительное по времени высокое положение суши, за которое были сформированы отложения терригенного венда, а также перерыв в осадконакоплении, предшествовавший накоплению нижнебюкской подсвиты, обусловили преимущественно кварцевый состав песчаников ботуобинского горизонта (доля полевых шпатов в составе пород редко превышает 5%). Преимущественно однородный минеральный состав обломочной части позволяет учитывать меньше факторов при анализе первичных ФЕС, под которыми понимаются фильтрационно-емкостные свойства, сформированные исключительно под влиянием седиментационных факторов (гранулометрический состав, сортировка, окатанность зерен, первичная структура порового пространства) до начала существенных постседиментационных преобразований. На основе ранее проведенного комплексного анализа [9], было установлено, что первично лучшими коллекторами являлись хорошо сортированные среднезернистые отложения берегового склона и песчаной литорали, худшими свойствами обладали плохо сортированные алевро-гравийно-песчаные отложения супралиторали. Исходя из этой логики, лучшие ФЕС в пределах ботуобинского горизонта должны быть характерны для нижней и средней частей разреза. Однако же в настоящее время лучшие ФЕС ботуобинского горизонта наблюдаются только в его средней части, что связано во многом с особенностями проявления вторичных процессов.

В пределах ботуобинского горизонта проявлены различные вторичные процессы: засолонение, ангидритизация, карбонатизация, регенерация кварца, растворение полевых шпатов и др. Особый интерес вызывает

оценка степени влияния засолонения на ухудшение ФЕС горизонта: она варьирует от полного отрицания влияния засолонения на ФЕС [2], до признания главным фактором ухудшения пористости и проницаемости отложений [6]. При этом однозначного мнения о причине засолонения коллекторов нет. Предлагаются различные гипотезы, среди которых выделяются влияние траппов [3], понижение температур во время общих подъемов территории платформы и эпох оледенений [1] и др. Но имеется консенсус относительно источника солей – мощные соленосные толщи кембрийского возраста, рассолы из которых по разломам в результате действия термобарического метаморфизма мигрировали в нижележащие отложения, где позже происходила кристаллизация солей. По мнению авторов, выпадение солей происходило в основном за счет падения давлений и уменьшении температур на глубине в моменты общего воздымания территории и перестроек структурного плана из-за изменения термодинамического равновесия [4].

Минералогические признаки, анализ истории развития, степени преобразованности органического вещества в отложениях Мирнинского свода указывают на то, что отложения ботуобинского горизонта испытали градацию катагенеза $МК_2$ (начало $МК_3$). С учетом среднего геотермического градиента, характерного для древней платформы, это соответствует глубинам ~2.7 км (современная абсолютная глубина ботуобинского горизонта ~1.6 км). Подобного рода погружения достаточно для начала генерации углеводородов вендскими нефтегазоматеринскими толщами, основной очаг их генерации, где она началась приблизительно с кембрия, находился в районе Предпатомского прогиба.

В кембрийском периоде началось и формирование палеозалежей, разрушение которых произошло в девон-каменноугольный период. Из-за инверсии тектонического плана углеводороды (УВ) мигрировали и перераспределялись во вновь образованные, более приподнятые структуры [8]. Факт наличия переформирования залежей подтверждается тем, что в скважинах, из которых были получены притоки воды и газа, наблюдаются битумы в шлифах и керне, а также высокие значения коэффициента остаточной нефтенасыщенности, причем часто они есть ниже современного водонефтяного контакта (ВНК), что также может указывать на то, что раньше залежи в исследуемом районе имели иную конфигурацию. При этом наиболее перспективные структуры находятся в пределах пересечения контуров палеозалежи и современной антиклинальной структуры. Именно в этих зонах сохранилась подвижная нефть.

Положение отложений ботуобинского горизонта относительно палео-ВНК определяет, как тип коллектора, так и характер засолонения. Выше палео-ВНК наблюдается гидрофобный коллектор с повсеместным засолонением сильно ухудшающим ФЕС, ниже палео-ВНК – коллектор

гидрофильный, засолонение очаговое, оно в меньшей степени ухудшает ФЕС.

Таким образом, прогноз продуктивных зон в ботуобинском горизонте требует учёта тектонического контроля, который определяет как блоковое строение ловушек, вторичные изменения ФЕС, так и распределение наиболее перспективных залежей, отвечающих поднятиям в современном и палеоструктурном планах.

Литература

1. *Анциферов А.С.* Метаморфизм рассолов и засолонение коллекторов нефти и газа Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Геология и геофизика. 2003. № 6. С. 499–510.

2. *Вараксина И.В., Хабаров Е.М., Пушкарёва М.М.* Влияние структурно-сущностных параметров на фильтрационно-ёмкостные свойства пород ботуобинского горизонта венда северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 1(9). С. 67–74.

3. *Городнов А.В., Черноглазов В.Н., Давыдова О.П.* Определение фильтрационно-емкостных свойств засолоненных коллекторов в терригенных отложениях Непского свода Восточной Сибири // Каротажник. 2012. № 12(222). С. 26–41. EDN PJDSCR.

4. *Дюнин В.И., Корзун А.В.* Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов. М.: Научный мир, 2005. 524 с.

5. *Мельников Н.В.* Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы. (Стратиграфия, история развития). Изд. 2-е, доп. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2018. 177 с.

6. *Нигаматов Ш.А., Исмагилова Л.Р., Бощенко А.Н.* Прогнозирование зон засолонения песчаников ботуобинского горизонта на примере Чаяндинского месторождения (Восточная Сибирь) // PROНЕФТЬ. Профессионально о нефти. 2019. № 3. С. 35–40.

7. *Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокопьев А.В., Фролов С.В.* Тектоническая история Сибирской платформы в венде-фанерозое // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2010. № 1. С. 3–16.

8. С*ауткин Р.С., Ступакова А.В., Краснова Е.А., Суслова А.А., Воронин М.Е., Смирнова Д.О., Мордасова А.В.* Формирование месторождений нефти и газа древних нефтегазоносных бассейнов (Восточная Сибирь) // Георесурсы. 2025. Т. 27. № 2. С. 161–173.

9. *Смирнова Д.О., Мордасова А.В., Коробова Н.И., Близнюков В.Ю., Сауткин Р.С., Воронин М.Е., Алексеев Н.В.* Литолого-фациальные особенности ботуобинского горизонта юго-восточной части Среднеботуобинского нефтегазоконденсатного месторождения (Восточная Сибирь) // Георесурсы. 2025. Т. 27. № 2. С. 151–160.

С.Д. Соколов[1], М.И. Тучкова[1], В.Е. Вержбицкий[2], А.В. Моисееев[1], М.В. Лучицкая[1]

Тектоно-стратиграфия о. Врангеля: геологическое картирование и межрегиональные корреляции

Важным источником информации о строении гигантского российского шельфа Восточной Арктики и интерпретации геофизических данных являются арктические острова. Одним из таких объектов является остров Врангеля, расположенный на границе Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Тектоническое положение острова во фронтальной части Чукотской мезозойской складчатой области определяет его значение для понимания геологической истории не только прилегающего шельфа, но и расположенных севернее структур Амеразийского бассейна, получивших в литературе название «Область Центрально-Арктических поднятий и прогибов».

Остров Врангеля имеет сложную покровно-складчатую структуру [1, 4, 7, 11], а первые надвиги были установлены Л.В. Громовым еще в 1939 г. Важную роль в изучении геологии острова сыграли результаты работы канадско-советской экспедиции [11, 13], окончательно определившие мобилистское понимание структуры и тектонической эволюции.

В докладе на примере о. Врангеля обсуждаются общие вопросы методики геологического картирования, выделения структурно-вещественных (тектоно-стратиграфических) комплексов, интерпретации данных датирования обломочных зерен циркона, палеогеографии Восточной Арктики и др.

Согласно исследованиям предшественников, генеральный структурный план был сформирован в обстановке субмеридионального сжатия. Складчато-надвиговые структуры имеют общую северную вергентность. При этом складки, развитые вдоль надвигов, представляют собой опрокинутые на север антиклинали с узкими крутыми северными крыльями и более широкими, пологими южными крыльями [4]. Амплитуда горизонтального смещения по отдельным надвигам достигает 10–15 км. Складчато-надвиговый ансамбль нарушен многочисленными взбросами и диагональными разломами северо-западного простирания, по которым устанавливаются право- и левосдвиговые смещения с амплитудой, достигающей 1 км. Повсеместно развит кливаж, в большинстве случаев

[1] ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] ПАО НК «Роснефть», Москва, Россия

являющийся кливажем осевой плоскости. Преобладают южные падения кливажных пластин под углами порядка 25–45°.

Результаты структурных наблюдений, проведенных в 2006 и 2014 годах позволили выделить четыре этапа тектонических деформаций. Впервые было установлено различие структурных стилей силурийско-нижнедевонских и верхний девон – триасовых отложений, позволяющее предполагать обнаружение следов элсмирских деформаций [1. 7]. Основной этап деформаций северной вергентности в конце неокома, по всей вероятности, был связан с коллизией Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири [8]. Два более молодых этапа являются постколлизионными: (1) сжатие в конце позднего мела – палеоцене, которое сопоставляется со среднебрукским угловым несогласием на Арктической Аляске и в Северо-Чукотском прогибе; (2) начало растяжения в палеоцене–эоцене, сопровождавшееся правосторонней транстенсией во время раскрытия рифтогенных прогибов Южно-Чукотского и Хоуп.

Изучение складчато-надвиговых структур, описанных в работах предшественников [4, 13], показало, что картируемыми телами являются тектоно-стратиграфические единицы (структурно-вещественные комплексы). Выяснение характера деформаций, возраста, состава и взаимоотношений отдельных тектоно-стратиграфических единиц, слагающих надвиговые пластины, позволило обнаружить определенную тектоническую зональность и выделить три тектонические зоны: Северную, Центральную и Южную [9].

Каждая тектоническая зона характеризуется своим типом разреза неопротерозойского фундамента и осадочного чехла [9]. При этом отмечается отсутствие переходных фаций между отложениями этих зон, что указывает на значительные горизонтальные перемещения. В то же время по простиранию тектонических зон фациальные изменения присутствуют.

Представления о неопротерозойском возрасте метаморфического фундамента (врангелевский комплекс) Южной зоны (U-Pb возраст цирконов 700–630 млн лет [4, 13] были подтверждены новыми геохронологическими данными для гранитоидов 690–730 млн лет (циркон, U-Pb метод, SHRIMP) [5] и амфиболитов 617±13 и 698±12 млн лет (циркон, U-Pb метод, SHRIMP и LA-ICP-MS) [10]. По геохимическим параметрам изученные гранитоиды относятся к дифференцированным гранитам I-типа, формирование которых могло происходить на континентальной окраине андийского типа [5]. На основании геохимических данных определена океаническая природа базитов, метаморфизованных в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях в диапазоне температур 350–600 °С. Выделяются два этапа метаморфизма [10]: неопротерозой–раннепалеозойский (амфи-

болитовый и зеленосланцевый) и среднемеловой (зеленосланцевый), связанный с чукотской фазой деформаций, сопровождавшейся становлением покровно-складчатой структуры и последующим растяжением [1, 15].

Важные результаты были получены при изучении Центральной зоны. Во-первых, установлен неопротерозойский возраст вулканитов, которые ранее считались раннекаменноугольными [4, 13] или в составе девонско-нижнекаменноугольной свиты Берри [2, 3, 11]. Неопротерозойские датировки вулканитов кислого состава 594±7 и 599±8 млн лет (циркон, U-Pb метод, SHRIMP) свидетельствуют в пользу принадлежности их к врангелевскому комплексу, что подтверждается сходством петрохимических характеристик с вулканитами кислого состава из врангелевского комплекса Южной зоны.

Вулканиты основного состава содержат цирконы с возрастом 510–608 млн лет (циркон, U—Pb метод, LA-ICP MS). Подтверждением могут служить результаты U-Pb-датирования обломочных зерен циркона из базальных конгломератов карбона, перекрывающих кислые и основные вулканиты и не содержащие зерна моложе 535 млн лет.

Пространственная ассоциация близких по возрасту базальтов и вулканитов кислого состава может указывать на существование бимодальной рифтогенной ассоциации, образующейся в процессе растяжения ~610–590 млн лет.

Взаимоотношения неопротерозойского фундамента и несогласно перекрывающих их известняков карбона указывает на существование поднятий, которые в течение долгого времени могли служить источниками сноса обломочного материала.

Среди межрегиональных корреляций заслуживают внимания определенные черты сходства с разрезами Новосибирских островов и Северной Аляски, но в первую очередь с отложениями Свердрупского бассейна. Представления о сходстве с разрезами Верхояно-Колымской складчатой области, основанные на родстве фаунистических сообществ [2, 3 и др.] несостоятельны, поскольку в каменноугольно-пермских карбонатных отложениях о. Врангеля, Новосибирских островов, Северной Чукотки содержатся разнообразные водоросли, фузулиниды и ругозные кораллы, указывающие на их накопление в зоне тепловодных тропиков или субтропиков [12]. В работе [14] отмечается, что тепловодная биота поднятия Менделеева, Чукотки и о. Врангеля накапливалась в мелководном низкоширотном бассейне карбонатной платформы суперконтинента Арктида. При этом подчеркивается, что тепловодные формы неизвестны в московско-пермских отложениях Бореальной области (Таймыр, Верхоянье, Омолонский массив).

Сравнение изученных амфиболитов врангелевского комплекса с образцами подводного опробования Чукотского бордерленда указывает на

их определенное сходство и формирование в бассейне с океанической корой [10].

Благодарности. Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта субсидии и РНФ № 25-17-00036.

Литература

1. *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.

2. *Ганелин В.Г., Матвеев А.В., Кропачева Г.С.* Верхнепалеозойские отложения острова Врангеля. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1989. 87 с.

3. *Ганелин В.Г.* Некоторые аспекты изучения геологии острова Врангеля (комментарий к статье М.И. Тучковой с соавторами «Новые данные о позднепалеозойских конгломератах острова Врангеля и их геологическая интерпретация») // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2025. Т. 33. № 6.

4. *Косько 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. ВНИИ геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И. С. Грамберга, Санкт-Петербург, 2003.

5. *Лучицкая М.В., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Сергеев С.А., О'Салливан П.Б., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А*. Окраинно-континентальные и внутриплитные позднепротерозойские граниты и риолиты острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 19–43.

6. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е.* Эдиакарско-среднекембрийский основной вулканизм о. Врангеля: возраст и геодинамические обстановки формирования // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 2. С. 267–280. https://doi.org/10.21638/spbu07.2019.206

7. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А.* Этапы структурной эволюции осадочного чехла о.Врангеля, Восточная Арктика // Геотектоника. 2018. № 5. С. 1–17.

8. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В***.** Тектоническая позиция Южно-Анюйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.

9. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Гущина М.Ю.* Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 3–18.

10. *Соколов С.Д., Силантьев С.А., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е.* Амфиболиты метаморфического фундамента о. Врангеля: возраст,

природа протолита и условия метаморфизма // Геохимия. 2019. Т. 64. № 12. С. 1222–1246. DOI: 10.31857/S0016-752564121222-1246

11. *Тильман С.М., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д.* Остров Врангеля // Геология СССР. Т. 26. М.: Недра, 1970. С. 377–404.

12. *Davydov V.I.* Biotic paleothermometry constrains on Arctic plates reconstructions: Carboniferous and Permian (Zhokhov Island, De-Longa Group Islands, New Siberian Archipelago) // Tectonics. 2016. V. 35. P. 2158–2170, doi:10.1002/2016TC004249

13. *Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.V., Lopatin B.G.* Geology of Wrangel Island, between Chukchi and Siberian Seas, Northeastern Russia // Geological Survey of Canada Bulletin. 1993. № 461. 102 p.

14. *Kossovaya O.L., Tolmacheva,T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A.* Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic): study of sea bottom dredged material // J. Geodyn. 2018. V. 120. P. 23–44.

15. *Miller E.L., Akinin V.V., Dumitru T., Gottlieb E., Grove M., Meisling K. Seward G.* Deformational history and thermochronology of Wrangel Island, East Siberian shelf, and coastal chukotka, Arctic Russia / Pease V., Coakley B. (eds.). Circum Arctic Lithosphere Evolution // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. V. 460. P. 65–89, https://doi.org/10.1144/SP460.7

С.Ю. Соколов[1], Н.П. Чамов[1], К.О. Добролюбова[1]

Строение литосферы Атлантико-Арктической рифтовой системы по данным кластерного анализа её параметров

Анализ факторов, влияющих на геодинамику, сегментацию и структурообразование в океанических рифтовых системах, показывает [1], что наиболее значимыми из них являются параметры спрединга – скорость и направление, и термальное состояние верхней мантии – характер погружения изотерм при удалении от оси рифта и локальные области проекции плюмов на поверхность. Эти факторы контролируют характер геодинамических процессов в масштабе литосферных плит. Пространство, в котором в настоящей работе анализируется строение и эволюция океанической литосферы, ограничено областью Атлантико-Арктической

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

рифтовой системой (ААРС) со спрединговым океаническим фундаментом, обрамленным границей океан–континент (ГОК).

В пространственно-временном отображении для анализа строения и эволюции литосферы ААРС на всю глубину используются следующие 5 параметров:

– скорость спрединга, как основной индикатор протекания процессов эволюции и формирования структур литосферы;

– гравитационные аномалии в редукции Буге, отображающие внутреннее строение коры и литосферы по аномальному эффекту от глубинных плотностных неоднородностей;

– глубина границы Мохоровичича как результат процессов аккреции коры;

– глубина подошвы литосферы как результат комбинации всех структурообразующих факторов на глубину от 100 до 150 км;

– горизонтальный срез вариаций сейсмических скоростей S-волн на глубине 150 км, показывающий реологическое состояние мантии под подошвой дрейфующей литосферы.

Целью анализа является выявление малозаметных взаимосвязей между параметрами, определяющими строение и эволюцию литосферы в пространстве и времени. При большом числе сопоставляемых параметров, целесообразным является применение многомерного статистического анализа, который успешно позволяет решать задачи, определяемые для поставленной цели.

Рассмотрим разрез указанных параметров в ААРС по наиболее древней линии 10 (~170 млн лет) (рис. 1 п. 6), положение которой показано на (рис. 2). Свойства и строение этого сегмента ААРС представляют собой классические тектонические элементы в обосновании базовых положений гипотезы тектоники плит [2]. В интервале от ~40 млн лет до настоящего времени геометрия подошвы коры и литосферы имеет более или менее равномерно заглубляющийся от оси САХ тренд (рис. 1, пп. 4 и 5). Скорость спрединга составляет 15–20 мм/год (рис. 1, п. 3). Уровень аномалий Буге (рис. 1, п. 2), обратно пропорциональный степени прогрева верхней мантии, закономерно возрастает по мере удаления от оси САХ и вблизи ГОК переходит в пониженные значения, свойственные континентальным областям. Отмеченные тренды непротиворечиво вписаны в гипотезу тектоники плит в качестве базовых закономерностей, и имеют четкую геофизическую интерпретацию для всей совокупности литосферных плит в глобальном масштабе.

На эти тренды наложены региональные вариации исследуемых параметров, проявленные на пространстве ААРС древнее ~40 млн лет. Представляет особый интерес противофазное изменение глубин подошвы коры и литосферы, которое в пространстве также ассоциировано с резким

торможением скоростей спрединга до ультрамедленных (<15 мм/год) значений.

Все используемые в данной работе параметры являются величинами, полученными в результате инструментальных измерений, отражающих

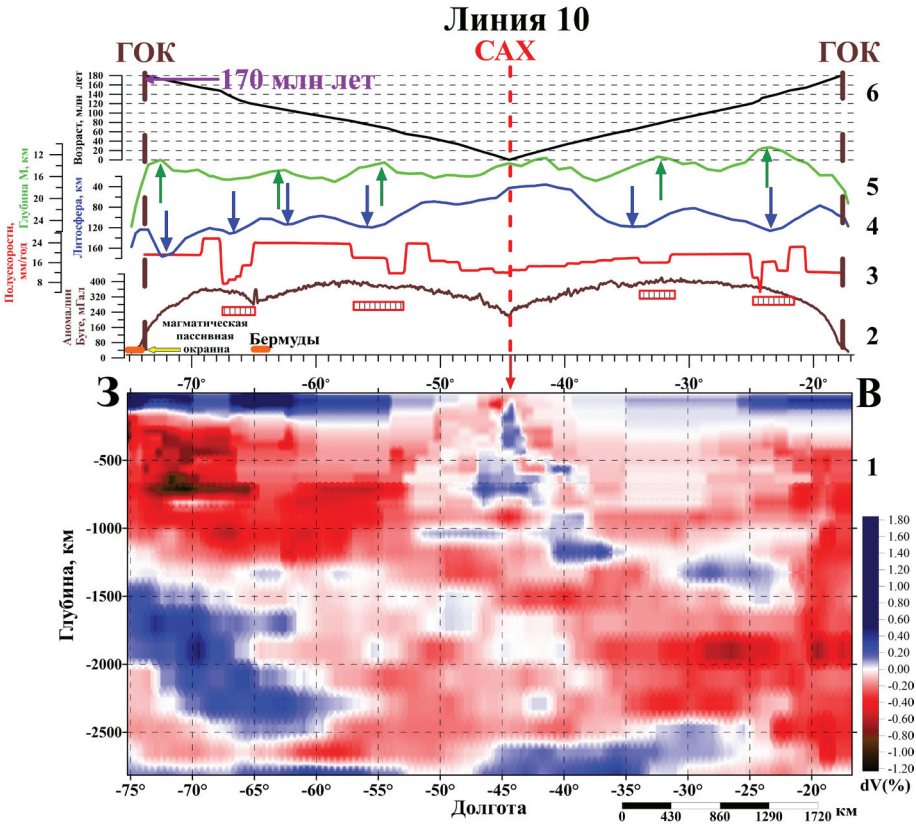


Рис. 1. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль разреза по линии 10 (положение см. рис. 2), имеющей возраст начала спрединговых процессов ~170 млн лет.

ГОК – граница океан–континент, САХ – Срединно-Атлантический хребет, зеленые стрелки – минимумы глубин границы М, синие стрелки – максимумы глубин подошвы литосферы, красные прямоугольники со штриховкой – области с пониженными скоростями спрединга, оранжевые линии – области больших магматический провинций (БМП). 1 – вариации скоростей δVp по данным модели UU-P07; 2 – профиль аномалий Буге (мГал); 3 – значения полускоростей спрединга (мм/год); 4 – глубина границы Мохоровичича; 5 – глубина подошвы литосферы; 6 – возраст спредингового фундамента

исключительно современное состояние литосферы. Нечеткие и не всегда однозначные зависимости между параметрами вдоль дискретных разрезов, расстояние между которыми составляет сотни километров, указывают на необходимость более сложного подхода к пространственному анализу данных. Таким подходом является многомерная статистика, в частности, кластерный анализ методом ***k***-средних.

Анализ данных кластерного анализа показывает следующее (рис. 2). Пространственное распределение полученных кластеров условно можно разделить на 4 группы, которые представляют следующие структурные зоны: рифтовая зона САХ и её фланги (кластеры 2 и 6), котловины (кластеры 7 и 9), переходная зона от рифтовой к котловинам (кластеры 4 и 5), наложенные структуры (кластеры 1, 3 и 8). В соответствии с геолого-геофизическим смыслом использованных параметров эти зоны показывают районирование геодинамических обстановок ААРС, сформированных в результате её образования при взаимодействии спрединговых и плюмовых процессов и причинно-следственных связей между ними.

Выводы

1. Строение и эволюция литосферы ААРС в целом на всю глубину на современном этапе изученности её геометрии, свойств и внутренних границ может быть характеризовано 5 параметрами, имеющими в пределах района исследований непрерывное покрытие и невысокие коэффициенты взаимной корреляции.

2. Строение литосферы ААРС имеет вариации относительно плавных теоретических трендов в изменениях исследуемых параметров от оси САХ к ГОК. Наблюдается псевдосинхронное и противофазное изменение глубин подошвы земной коры и литосферы, ассоциированное в пространстве с замедлением скорости спрединга до ультрамедленных значений. Теоретические тренды также нарушаются при суперпозиции головных частей плюмов с литосферными плитами.

3. Полученное пространственное распределение изученных параметров литосферы также подтверждает причинно-следственные связи между главными факторами структурообразования и геодинамики ААРС – скоростями спрединга и прогретым состоянием литосферы и подлитосферного пространства. Наблюдается закономерное «охлаждение» значений от оси рифтовой зоны САХ к её флангам и далее в котловинах. Наложенные на этот тренд области представлены проявлениями внутриплитного магматизма и зонами кинематической перестройки структурообразования ААРС в эпоху перехода от мезозоя к кайнозою.

Данная работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-17-00097.

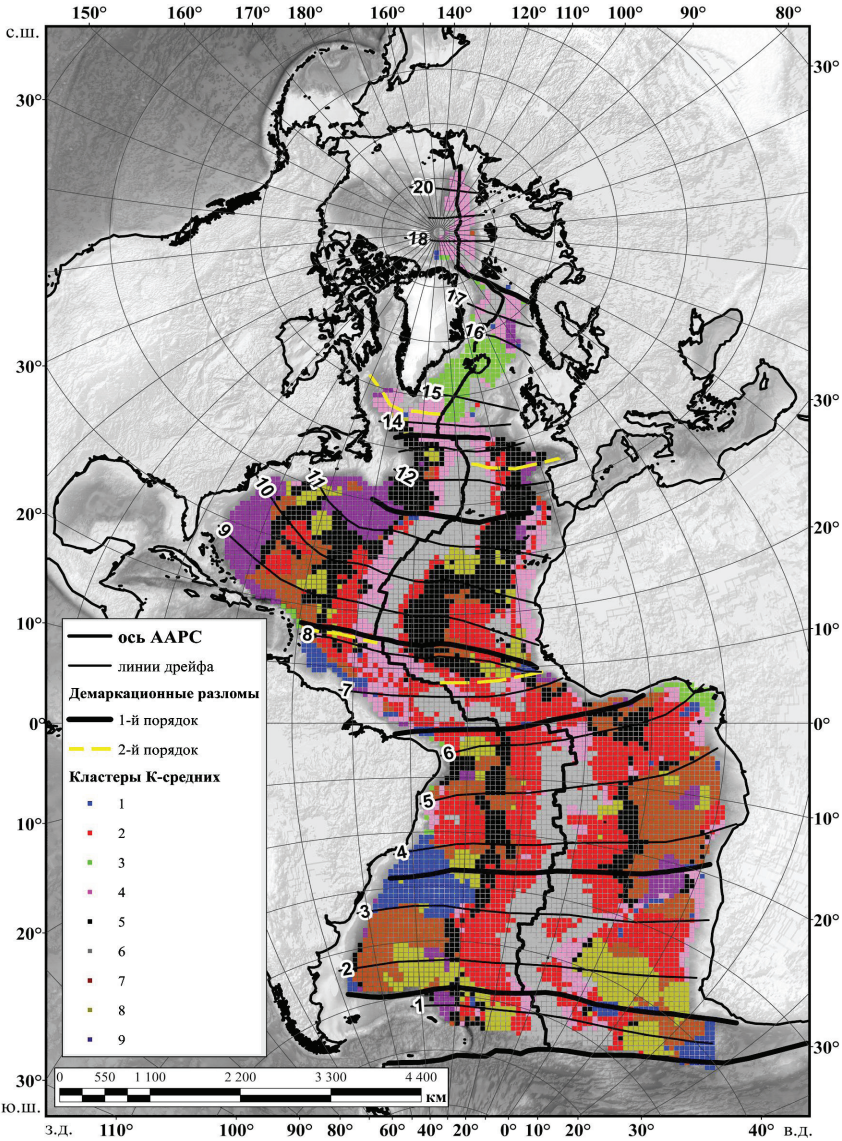


Рис. 2. Геодинамическое районирование Атлантико-Арктической рифтовой системы по результатам кластерного анализа. Сплошными и пунктирными линиями показаны демаркационные разломы 1-го и 2-го порядков. Тонкими черными линиями с номерами показаны положения разрезов вдоль направлений дрейфа, ортогональных фронту аккреции фундамента в оси ААРС. Кластеры 2 и 6 – рифтовая зона САХ и её фланги; кластеры 7 и 9 – котловины; кластеры 4 и 5 – переход от рифтовой зоны к котловинам; кластеры 1, 3 и 8 – наложенные структуры

Литература

1. *Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М.* Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30. DOI: 10.7868/S0016853X13030028

2. *Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.

А.Н. Стафеев[1], Т.В. Суханова[1], И.В. Латышева[1,2]

Прикумско-Манычский плинсбахский сдвиговый бассейн Восточного Предкавказья

Предложенная ранее сдвиговая модель формирования Прикумско-Манычского раннеюрского озерного бассейна [8] открывает новые возможности при выполнении стратиграфических построений, необходимых для разработки детального рисунка фаций с целью выделения нетрадиционных объектов, перспективных на поиски нефти и газа.

Традиционно принимается, что аллювиально-озерная впадина в районах северной части Прикумской зоны поднятий и Манычского прогиба Восточного Предкавказья, выполненная нижнеюрскими отложениями, наследует субкавказский структурный план. Восточно-Предкавказский раннеюрский бассейн имеет слабо вытянутую субширотную изометричную форму, он выполнен песчано-глинистой сильно изменчивой толщей, но в целом более песчанистой вдоль северной и южной границ, в центральной части развиты более тонкие алевритово-глинистые отложения с прослоями и линзами песчаников. Находки флоры и фауны позволяют оценить возраст этой озерной толщи мощностью до 250–350 метров в интервале плинсбах – ранний аален [1, 5, 7, 9]. В толще выделяется множество местных свит, литологических пачек и объектов местной промысловой номенклатуры, общепринятой стратиграфической схемы не существует [5].

Если исключить области малых мощностей (до 50–70 м), бассейн становится изометричным, а его главные депоцентры вписываются в ромбовидный суббассейн северо-восточной ориентировки, ограниченный конседиментационными сбросами амплитудой до 50 и более ме-

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

[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия

тров. На целом ряде участков в приразломных зонах установлены зеркала скольжения, оползневые текстуры и оползневые брекчии. Этот бассейн заложился в долине Палеоурала – в зоне транстенсии вдоль Черкесско-Астраханского левого сдвига СВ простирания [8]. Через Прикумско-Манычский проточный озерный бассейн шло питание Хумаринской дельты, расположенной в центральной части северного склона Кавказа и Предкавказья [4, 7, 8].

Анализ общих палеогеографических условий и развитие локального структурного плана показали, что направление питания раннеюрского озерного бассейна кардинально изменилось в конце плинсбаха. Если в раннем плинсбахе перенос шел по Палеоуралу с северо-востока, то в конце плинсбаха на фоне подъема Скифской плиты [6], сток материала замедлился и приобрел меридиональное направление по одному из сколов Черкесско-Астраханского сдвига, а транзит в направлении Кавказского бассейна практически прекратился. Наоборот, со стороны Кавказа в позднем плинсбахе развивается ингрессия в направлении Прикумско-Манычского бассейна. Она подтверждается обнаружением обедненной ассоциации фораминифер с большим количеством представителей трех родов, а также агглютинирующих родов, свидетельствующих о ненормально-морских условиях [1]. Со стороны Кавказского бассейна формируются конусы выноса стоковых межбассейновых течений и врезы донных течений. Судя по строению разрезов связь между бассейнами периодически прерывалась.

Выявленная палеогеографическая перестройка показала, что песчаные фации вдоль северного склона бассейна принадлежат речным выносам раннеплинсбахского проточного озера, тогда как песчаные фации южного склона накапливались под влиянием межбассейнового стока со стороны Кавказа и их следует относить ко второй, более молодой пачке нижнеюрской толщи. Вероятно, она имеет позднеплинсбахский возраст, поскольку содержит плинсбахский спорово-пыльцевой комплекс (СПК) и без видимого несогласия перекрывается отложениями, из которых выделен тоарский СПК [5]. На других площадях выделен СПК с явным доминированием пыльцы голосеменных, среди которых содержание пыльцы Classopollis достигает 70%. Такое аномальное для всей нижней и средней юры содержание пыльцы Classopollis характерно для раннетоарского климатического оптимума и времени глобальной раннетоарской трансгрессии [2]. Глинистая пачка низов тоара представлена коричневыми тонкослоистыми алевритистыми глинами, нередко битуминозными [3]. В пределах северного склона Большого Кавказа отмечается резкий переход от песчаников с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов (верхний плинсбах) к глинистым толщам нижнего тоара. Свиты раннетоарского возраста часто представляют собой глинистые сланцы, с прослоями чер-

ных сланцев и пиритовыми стяжениями, с подчиненными по мощности песчано-алевритовыми прослоями [3]. В Прикумско-Манычском бассейне обнаружены вулканические центры. В разрезах скважин Подсолнечной, Кумской, Зурмутинской площадей, а также на площади Курган-Амур установлены андезидацитовые и риолит-дацитовые вулканиты предположительно ранне- и позднеплинсбахского возраста [6]. Локальные проявления вулканической активности можно связать с развитием присдвиговых бассейнов типа «pull-apart».

Учитывая все сказанное, озерную толщу можно условно разделить на 3 пачки. Наличие туфовых прослоев и свежей пирокластики риолит-дацитового состава характерно для нижней пачки, в залегающей выше средней пачке пирокластика встречается реже, ее обломки, как правило хорошо окатаны, включая обломки лав риолит-дацитового состава. В нижней пачке глинистый цемент песчаников каолинитовый крупно- и тонкодисперсный, в средней пачке вверх по разрезу цемент становится все более гидрослюдистым с примесью тонкодисперсного каолинита, вероятно аллотигенного, а сами песчаники (кварц-петрокластические с примесью полевых шпатов) содержат меньше кварца, как вулканогенного, так и терригенного, в сравнении с нижележащими петрокластически-кварцевыми песчаниками. Для средней пачки очень характерно присутствие сгустков и сферолитов сидерита. Возраст нижней пачки по спорово-пыльцевым данным и сопоставлению с СПК хумаринской свиты оценивается как синемюр-раннеплинсбахский [6]. Средняя пачка более глинистая, но опесчанивается в направлении от Манычского прогиба к Прикумской зоне, в которой ранее она обычно выделялась в качестве нижней пачки. Ее возраст отвечает позднему плинсбаху – раннему тоару. Третья пачка преимущественно глинистая, иногда с линзами песчаников в основании, содержит тоарский СПК. Она перекрывается песчано-глинистыми отложениями аалена, которые датируются по комплексу фораминифер и СПК [1].

Две нижние пачки Восточно-Предкавказского озерного бассейна характеризуются максимальными вариациями мощностей и фаций, которые контролируются разломами Прикумско-Манычского сдвигового суббассейна, возникшего и существовавшего в результате некоего кратковременного антикавказского «экскурса» структурного плана.

Прослеживание границ верхней пачки – верхнетоарской (или тоар-ааленской) вызывает большие затруднения, однако ясно, что ее мощность не испытывает существенных вариаций. Вероятно, к позднему тоару закончилось развитие сдвигового Прикумско-Манычского суббасейна, начиная с аалена южная часть Прикумской зоны вовлекается в активное субширотное среднегорное поднятие с высотами до 0.5–0.8 км [9]. Прежние связи с Кавказским бассейном прерываются, речная система вырождается, а озерная впадина, начиная уже с позднего тоара, вновь приобретает суб-

кавказский структурный план. В позднем аалене ее северная часть входит в состав обширного мелководного морского бассейна восточной части Скифской плиты.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что стратиграфические построения при изучении практически немых терригенных толщ могут опираться на реконструкцию тектонических условий сноса, транспортировки и осаждения осадочного материала. Возможно, впервые для Восточного Предкавказья высказывается предположение о наличии здесь верхнеплинсбахских отложений. В озерном Прикумско-Манычском сдвиговом суббассейне, имевшем эпизодические связи с Кавказским бассейном и, в связи с этим – расслоенность водной толщи, повышенный сток биофильных элементов и периодические вспышки первичной биопродуктивности, которые могли создаваться условия благоприятные для производства и захоронения органического вещества и формирования черных сланцев. Не случайно нефтегазоносность среднеюрских и триасовых отложений Восточного Предкавказья связана в значительной части с областью распространения нижней юры. Многие залежи могли образоваться за счет миграции нефти из нижнеюрских отложений. Новыми объектами на поиски нефти могут являться шнурковые песчаные тела, формировавшиеся в озерной толще за счет межбассейнового придонного стока со стороны Кавказского бассейна.

Литература

1. *Арцишевич М.Е., Жатькова Э.А., Сократов Б.Г.* Новые материалы к стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений Вост. Предкавказья // Тр. Сев.-Кавказ. научно-исследовательского проектного ин-та нефт. промышленности. 1973. Вып. 13. С. 3–13.

2. *Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Ильина В.И., Никитенко Б.Л.* Плинсбахтоарская биотическая перестройка на севере Сибири и в Арктике // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 4. С. 61–80.

3. *Латышева И.В., Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Гаврилов Ю.О.* Литология и палеогеография на рубеже плинсбаха-тоара в пределах Северного Кавказа, Горного Крыма и Скифской плиты // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания. Казань, 2019. С. 245–246.

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. 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.

6. *Панов Д.И., Стафеев А.Н.* Ранне- и среднеюрская история Скифской и Туранской плит // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2000. № 2. С. 19–27.

7. *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.

8. *Стафеев А.Н., Воронин М.Е., Ступакова А.В., Суслова А.А., Сауткин Р.С.* Тектонические условия формирования нижнеюрских отложений Восточного Предкавказья // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 533–537.

9. *Стафеев А.Н., Смирнова С.Б., Гущин 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.

А.С. Степанов[1], А.В. Корсаков[2]

Раннекембрийский этап шелочного магматизма на Кокчетавском массиве

Кокчетавский кристаллический массив занимает центральную позицию как в Центрально-Азиатском орогенном поясе, как географически, так и в истории эволюции этого региона [1]. Региональные блоки пород сверх-высоких давлений (UHP) Кокчетавского метаморфического пояса (КМП) не имеют прямых аналогов в мире и являются уникальной природной лабораторий для изучения субдукционных процессов. UHP метаморфизм происходивший в раннем кембрии вовлек большое разнообразие коровых пород и сопровождался их частичным плавлением [2]. Долгоиграющей проблемой в геологической истории Кокчетавского массива является отсутствие магматических пород, совпадающих по времени с действием кокчетавской субдукционной/коллизионной зоны. Наши новые данные позволяют по-новому взглянуть на эту проблему.

[1] State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

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

Массив Дубрава, находящийся к югу от КМП, расположен в блоке метаморфизованных докембрийских пород, с трех сторон окруженном Зерендинским батолитом. Интрузия, составляющая 2.5 на 3 км, не имеет выходов на поверхность, была открыта в 1960-х при проведении детальных геофизических работ и довольно детально изучена бурением [3]. Этот массив является частью меридионально вытянутого Цуриковского комплекса мафических, ультрамафических и щелочных интрузий. Дубрава состоит из кальциевых карбонатитов, пироксенитов, габбро, сиенитов и других пород [3]. Возраст массива не определялся и только по аналогии со схожим Красномайским массивом он считался ордовикским [3]. Открытым остается также вопрос о тектонической обстановке образования данной интрузии.

Мы получили новые данные по геохронологии Дубравского массива и геологии прилегающих интрузий Цуриковского комплекса. Определения возраста цирконов из кальцитового карбонатита методом LA-ICP-MS показали возраст кристаллизации циркона 524±4 млн лет, что четко совпадает со временем пика UHP метаморфизма в близлежащем Барчинском UHP террэйне [4]. Определения изотопного состава углерода и кислорода в породах и *in situ* в кальците из кальциевого карбонатита массива Дубрава, выполненные методом LA-MC-ICP-MS, перекрываются с таковыми, установленными для кристаллов кальцита из карбонатсодержащих UHP пород [5]. Именно в таких породах предыдущие исследования установили наличие полифазных включений карбонатных и силикатных расплавов [2], образовавшихся вблизи пика метаморфизма.

Таким образом, новые данные по геохронологии и изотопии пород Дубравского массива позволяют утверждать, что источником карбонатитовых и щелочных магм были карбонатные и силикатные породы, которые претерпели частичное плавление при UHP условиях. Мы полагаем, что массив Дубрава образовался на этапе континентальной коллизии, когда коровое вещество достигло высоких глубин и степеней плавления. Аналогами Дубравы, видимо, можно считать карбонатитовые комплексы Тибетско-Гималайского пояса, которые нередко содержат редкометальное оруденение и показывают коровые изотопные и геохимические характеристики [6]. Любопытно, что такие интрузии образовались существенно позднее начала Гималайской коллизии и другой магматизм к этому времени прекратился. Поэтому можно предположить, что щелочной магматизм маркирует в кокчетавском поясе продвинутый этап коллизии.

Литература

1. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V*. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75. https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.12.014

2. *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. P. 104–118.

3. *Letnikov F.A., Zayachkovsky A.A.* The Dubrava massif of pyroxenites, alkaline rocks, and carbonatites // Geology of Ore Deposits. 2007. V. 49. P. 69–79. https://doi.org/10.1134/S1075701507010035

4. *Stepanov A.S., Rubatto D., Hermann J., Korsakov A.V*. Contrasting PT paths within the Barchi-Kol UHP terrain (Kokchetav Complex): Implications for subduction and exhumation of continental crust // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 788–807. https://doi.org/10.2138/am-2016-5454.

5. *Ohta M., Mock T., Ogasawara Y., Rumble D*. Oxygen, carbon, and strontium isotope geochemistry of diamond-bearing carbonate rocks from Kumdy-Kol, Kokchetav Massif, Kazakhstan // Lithos. 2003. V. 70. P. 77–90.

6. *Hou Z., Liu Y., Tian S., Yang Z., Xie Y*. Formation of carbonatite-related giant rare-earth-element deposits by the recycling of marine sediments // Sci Rep. 2015. V. 5. P. 10231. https://doi.org/10.1038/srep10231

А.А. Стрельников[1]

Сейсмотектонические исследования Таласской впадины

Данные, получаемые инструментальным методом, охватывают только последние 100 лет, в то время как для получения действительной картины сейсмической обстановки требуются научные изыскания в области изучения древних сейсмических событий. В большей степени это касается таких сейсмоактивных районов как Тянь-Шань. Информацию о периодизации высокомагнитудных землетрясений, череду их повторяемости и затиший, а также определение фактических параметров землетрясений для подготовки защиты сооружений от сейсмических воздействий, получают комплексными палеосейсмологическими методами [1]. Это необходимо для возможности дальнейшего расчета возможного физического и экономического ущерба, а также готовности к ликвидации последствий сейсмического события. В 2025 году были проведены комплексные палеосейсмологические исследования в Таласской области с целью уточнения сейсмической опасности региона.

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

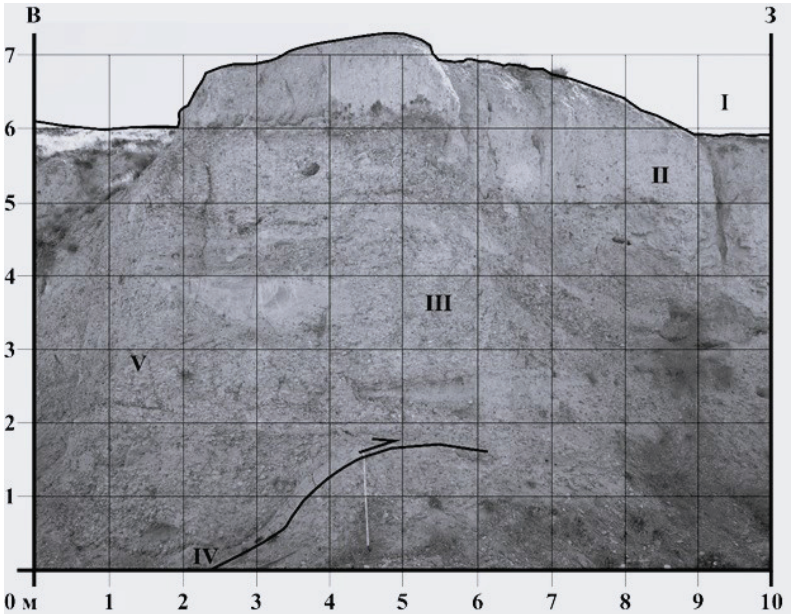


Рис. 1. Фотография профиля с выраженной плоскостью разрыва и смещением слоев крупнозернистого песка с галечником.
I – дневная поверхность; II – суглинки; III – сцементированные суглинки, пески и галечник; IV – мелкозернистый песок, маркирующий нижнее смещение и вышележащую деформацию; V – канал выхода мелкозернистого песка, выдавленного в линзу суглинков

В районе пос. Кара-Суу в четвертичных отложениях суглинков было отмечено смещение слоя галечника и замещение его слоем с перемешанными слоями, включающим в себя галечник, а также суглинки и среднезернистый песок. Видимое в карьере смещение, отмеченное крупнозернистым песком с галькой, составило около 1.3 метров, угол падения разрыва 50°, азимут падения 110°. Смещение происходило по одной плоскости разрыва. (рис. 1). Таким образом его можно определить, как субширотное крутопадающее нарушение.

Возможная магнитуда землетрясения была рассчитана с использованием формул [2].

При оценке смещения по линии падения разлома в обнажении. Наблюдаемое смещение 1.3 м позволило с помощью корреляционных зависимостей оценить моментную магнитуду палеосейсмического события как:

$$M = 6.52 + 0.44\log(1.3) = 6.6.$$

Литература

1. *McCalpin J.P.* Paleoseismology. 2nd edn, Academic Press, Amsterdam-London. 2009. 615 p.

2. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 974–1002.

В.Е. Стриха[1,2], Ю.Ю. Юрченко[1], Н.А. Гольцин[1], А.Н. Поляков[1]

Ордовик-силурийская интрузивная серия Хилок-Витимской складчатой зоны (Восточное Забайкалье) – фрагмент активной континентальной окраины Палеоазиатского океана

Гранитоидные массивы, рассматриваемые в составе раннепалеозойского джиктандинского диорит-плагиогранит-гранитового комплекса, широко развиты в осевых частях Яблонового и Малханского хребтов, в северо-западных отрогах хребта Черского в пределах Хилок-Витимской зоны [1].

Материалы по геологии, геохронологии, петрографии, петрогеохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам пород ряда габбро–кварцевые диориты–тоналиты–плагиограниты–монцолейкограниты, участвующих в строении Тукулайского плутона, одного из типовых массивов раннепалеозойского джиктандинского комплекса в Хилок-Витимской зоне, позволяют выделить в его строении три ассоциации раннепалеозойских пород: позднеордовикскую габбро-тоналитовую (455.1± 4.0 млн лет), позднеордовикские монцолейкограниты (452.7±5.0 млн лет) и раннесилурийскую габбронорит-диорит-плагиогранитовую (446–434 млн лет).

Габбро-плагиогранитоидные ассоциации Хилок-Витимской зоны в целом близки по петрогеохимическим и изотопно-геохимическим характеристикам, что подразумевает близкие модели их формирования. Позд-

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

[2] Амурский государственный университет, Благовещенск, Амурская обл., Россия

неордовикская габбро-тоналитовая ассоциация объединяет низкощелочные высокомагнезиальные известково-щелочные габбро и тоналиты. Для пород установлены близкие начальные отношения изотопов стронция I (Sr) = 0.7055 и 0.7054 и положительные величины εNd(T) – +0.2 и +0.1 соответственно, что свидетельствует о генетическом родстве слагаемых пород. В раннесилурийскую габбронорит-диорит-плагиогранитовую ассоциацию включены кварцсодержащие и кварцевые габброиды, слагающие ксеноблоки в более поздних кварцевых диоритах и плагиогранитах, которые характеризуются близкими начальными отношениями изотопов стронция I (Sr) = 0.7057–0.7058 и отрицательными величинами εNd(T) – от -0.2 до -1.8, указывающие на их родство. Для кварцевых габброноритов установлен изотопный возраст (U-Pb SIMS) 440±5.6 млн лет, (СКВО 0.44, вероятность конкордантности 0.51, n = 10) [2].

Раннепалеозойские габбро-плагиогранитоидные ассоциации характеризуются высокими содержаниями таких крупноионных литофилов как Rb, Ba, K, легких РЗЭ, низкими – Ta, Nb, P, Ti, с образованием на спайдердиаграмме отчетливо выраженных минимумов, что наряду с размещением габброидов на диаграмме Nb/Y–Zr/Y [6], а гранитоидов на диаграммах Rb–Y+Nb, Ta–Yb, Nb–Y [8], (Nb/Zr)n–Zr [9] в области надсубдукционных обстановок свидетельствует об их формированиии в условиях активных континентальных окраин (островные дуги, окраины континентов).

По содержанию Al_2O_3 (14.1–16.6 мас.%) плагиогранитоиды варьируют от низко- до высокоглиноземистого типа, но по содержанию Yb (1.18–1.8 г/т), Eu (0.92–1.19) и отношениям La/Yb (4.6–12.7) и Sr/Y (15.0–22.1) раннепалеозойские плагиогранитоиды отвечают низкоглиноземистому типу, формирование которого, согласно экспериментальным данным и модельным расчетам, связывается с плавлением при $P < 10$ кбар в равновесии с плагиоклаз-пироксеновыми и амфибол-плагиоклаз-пироксеновыми реститами [5].

Низкие положительные и отрицательные величины εNd(T) и рифейские модельные возрасты ($T_{Nd(DM2)}$ = 1.2–1.3 млрд лет) раннепалеозойских плагиогранитоидов, указывают на источники с длительной коровой предисторией. Изотопные и геохимические данные позволяют предполагать формирование позднеордовикских габбро и тоналитов при плавлении рифейских метабазитов, при значительном вкладе древнего корового материала с участием осадочного материала, на что указывают соотношения εNd и εSr, с размещением точек в квадранте I, сравнительно высокие значения величин отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах, высокие содержания Rb, Ba в габбро.

Раннесилурийские плагиогранитоиды в целом близки по изотопно-геохимическим характеристикам к позднеордовикским породам,

отличаясь от них более низкими значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ и отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах, а также более древним модельным возрастом, что может быть связано с присутствием в источнике большей доли древнего корового материала по сравнению с протолитами позднеордовикских пород.

Позднеордовикские монцолейкограниты являются умереннощелочными, метаалюминиевыми породами, с высокими содержаниями K_2O, принадлежащими шошонитовой, железистой и известково-щелочной сериям. Наличие минимумов высокозарядных элементов в монцолейкогранитах по отношению к примитивной мантии, наряду с положением пород на диаграммах Rb–Y+Nb, Ta–Yb, Nb–Y в области островодужных гранитов свидетельствует об их формированиии в условиях субдукции. Согласно [7], высокожелезистые метаалюминиевые гранитоиды известково-щелочной серии образуются при дифференциации толеитбазальтовых магм или плавлении тоналитовых или гранодиоритовых коровых источников при низком давлении. На плавление корового материала в качестве наиболее вероятного механизма при образовании монцолейкогранитов указывают высокие значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7095$. Двухстадийный модельный возраст пород ($T_{Nd(DM2)}$ = 1.2 млрд лет) свидетельствует о рифейском возрасте корового протолита для монцолейкогранитов.

Геохронологические данные показывают, что раннепалеозойские ассоциации образовались не в кембрийское время, как это предполагалось ранее и было принято в практике геолого-съемочных работ, а характеризуют ордовик-силурийский этап формирования Хилок-Витимской складчатой зоны в диапазоне 460–439 млн лет. Позднеордовикскую габбро-тоналитовую ассоциацию предлагается рассматривать в качестве тукулайского габбро-тоналитового комплекса позднеордовикского возраста, в составе двух фаз: 1 – биотит-роговообманковые габбро, 2 – биотит-роговообманковые тоналиты. Позднеордовикские монцолейкограниты, резко различающиеся по петрогеохимическим свойствам с габбро-тоналитовой ассоциацией, необходимо выделить в самостоятельный шебартуйский монцолейкогранитовый комплекс. Раннесилурийскую габбронорит-диорит-плагиогранитовую ассоциацию следует объединить в составе малангинского габбронорит-диорит-плагиогранитового комплекса, состоящего из трех фаз: 1 – биотит-роговообманковые кварцевые габбронориты, 2 – биотит-роговообманковые кварцевые диориты, 3 – двуслюдяные плагиограниты.

Как показано в работе [4], в пределах северного обрамления западного (Хангайского) фланга Монголо-Охотского пояса широко распространены плутонические комплексы, с участием пород среднего и умеренно-кислого состава, близких по времени образования к породам габбронорит-диорит-

плагиогранитовой ассоциации Хилок-Витимской зоны. Для кварцевых диоритов габбро-диоритовой ассоциации U-Pb TIMS методом установлен изотопный возраст в 437±6 млн лет (СКВО = 0.32), для гранодиоритов габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации Ar-Ar методом получен интегральный возраст в 432.8±5.6 млн лет. Геохимические особенности раннесилурийских плутонических ассоциаций указывают на их формирование в условиях активной континентальной окраины, возникшей в результате субдукции Монголо-Охотского палеоокеана под складчатое обрамление Сибирского кратона.

Геотектонические реконструкции [3] свидетельствуют о формировании раннепалеозойских габбро-плагиогранитоидные образований Хилок-Витимской зоны в условиях позднекаледонской активной окраина Сибирского палеоконтинента (Центрально-Монгольского микроконтинента), при существовании с позднего кембрия до раннего силура Харагольско-Куналей-Онон-Кулиндинского океанического спредингового бассейна, представлявшего начальную стадию развития Монголо-Охотского океана с активной фазой океанического и субдукционного магматизма от 475 до 440 млн лет.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Федерального агентства по недропользованию от 14.01.2021 г. № 049-00016-21-00).

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист M-49 (Петровск-Забайкальский). Объяснительная записка / С.Н. Пехтерев, Е.В. Нечепаев, Н.А. Артамонова, и др. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 438 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Даурская. Лист M-49-XI (Доронинское). Объяснительная записка / А.В. Куриленко, В.Д. Лиханов, В.В. Карасев, Н.Г. и др. Минприроды России, Роснедра, Центрсибнедра, АО «Читагеолсъемка». М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019.

3. *Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И. и др.* Хэнтей-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1063–1097. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0384.

4. *Ярмолюк В.В., Козаков И. К., Козловский А. М. и др.* Раннепалеозойская активная окраина Хангайского сегмента Монголо-Охотского океана // Докл. РАН. 2018. Т. 480. № 1. С. 73–79.

5. *Beard J.S., Lofgren G.E*. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar // J. Petrol. 1991. V. 32. P. 365–401.

6. *Condie K.C.* Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. N 1. P. 1005.

7. *Frost C.D., Frost B.R.* On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // Journal of Petrology. 2011. V. 52. P. 39–53.

8. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

9. *Thieblemont D., Tegyey M.* Une discrimination geochimique des roches differenciees temoin de la diversite d'origine et de situation tectonique des magmascalco-alcalins//C.R.Acad. Sci.Paris. 1994. V. 319. Serie II. P. 87–94.

О.И. Сусликова[1,2,3], С.Н. Сычев[1,2,3], И.В. Кудрявцев[1], Е.П. Исаева[1]

Особенности строения Полярнинского поднятия Южно-Анюйской сутурной зоны: интерпретация комплекса геолого-геофизических данных

Южно-Анюйская сутурная зона рассматривается в качестве коллизионной структуры на стыке Омолонского и Чукотского кратонных террейнов, как результат закрытия мезозойского океанического бассейна [1, 2]. Комплексы сутуры слагают систему деформированных тектонических пластин, включающих флишоидные и вулканогенно-осадочные образования, ультрабазит-габбровые и базальт-кремнистые породы офиолитовой ассоциации, а также серпентинитовый и терригенный меланжи [2]. Комплексы сутурной зоны и пограничных террейнов с резким угловым несогласием перекрываются вулканогенно-осадочными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса. Сутура пересечена опорным геофизическим профилем 2-ДВ «п-ов Кони – о. Врангеля» с 1370 по 1440 км, 70 км по протяженности.

Актуальность исследования объясняется отсутствием общепризнанной модели формирования Южно-Анюйской сутурной зоны, и этот вопрос

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

[2] Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

[3] Геологический институт РАН, Москва, Россия

вызывает интерес как у российских, так и у зарубежных специалистов, изучающих структуры мезозоид северного обрамления Тихого океана [2–4]. Целью работы является уточнение геологического строения Южно-Анюйской сутурной зоны на основе исследований геофизических характеристик разрозненных выходов комплексов офиолитовой ассоциации, распространенных в районе Полярнинского поднятия (рис. 1, а).

Согласно современным данным структурно-вещественные комплексы (СВК) Южно-Анюйской сутуры интенсивно деформированы и представляют собой систему тектонических пластин с превалирующей северной вергентностью [1, 5]. Так, в Стадухинском сегменте описывается крутое залегание пластин, тогда как северо-западнее, в пределах Полярнинского поднятия, речь идет о проявлении элементов покровной структуры [1, 5].

Результатом наших исследований, проведенных в рамках работ по опорным геолого-геофизическим профилям Государственной сети, стала геолого-геофизическая модель, где, в результате интерпретации комплекса геофизических данных по опорному профилю 2-ДВ, предварительно установлена юго-западная вергентность тектонических пластин, участвующих в строении Южно-Анюйскую сутуры.

Согласно анализу геофизических данных Полярнинское поднятие сформировано комплексами Чукотского террейна, перекрытыми структурно-вещественными комплексами сутуры. В геоэлектрическом разрезе, построенном по данным магнито-теллурического зондирования (МТЗ) на опорном профиле, на глубине 6 км в районе Чукотского террейна залегает кровля слоя предполагаемой мощностью около 2 км с высоким удельным сопротивлением (рис. 1, б). Этот слой прослеживается до Южно-Анюйской сутуры, где он образует положительную структуру, вершина которой выходит в ядре Полярнинского поднятия. Данная структура также отчетливо проявлена на сейсмическом скоростном разрезе по опорному профилю, построенному корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), где ей отвечает подъем кровли слоя повышенных скоростей продольных волн (рис. 1, в). Предполагается что слою с повышенными сопротивлением и скоростями продольных волн отвечает метаморфизованный позднепалеозойский карбонатно-кремнисто-терригенный структурно-вещественный комплекс. Это подтверждается тем, что в районе Полярнинского поднятия описаны выходы карбонатных пород, датированных по фаунистическим остаткам раннекаменноугольным возрастом.

Для уточнения строения шовной зоны особое внимание было уделено положению образований офиолитовой ассоциации, выходящих на поверхность в западной части Южно-Анюйской сутуры, в том числе на Полярнинском поднятии. Офиолитовые ассоциации являются маркерами сутур-

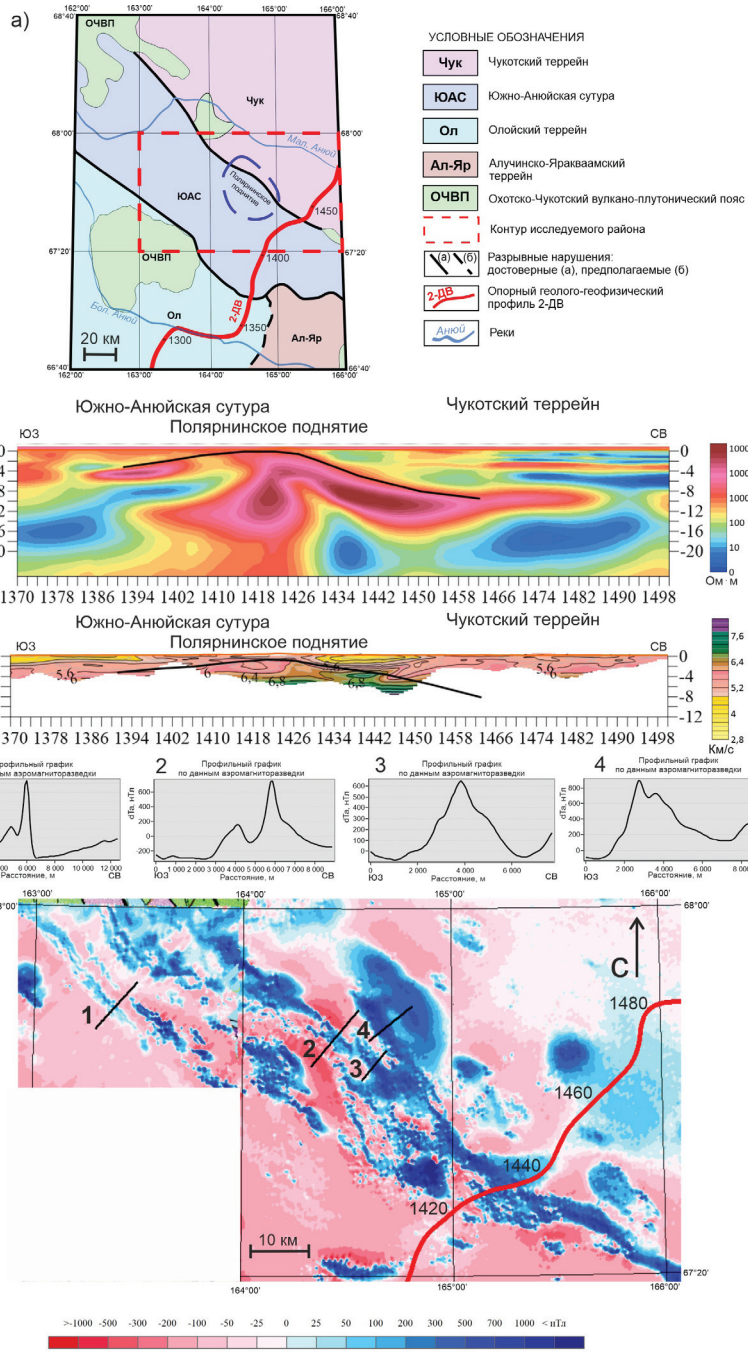

а)
ОЧВП
Чук
ЮАС
Ол
Ал-Яр
Мал. Анюй
Полярнинское поднятие
1450
1400
1350
1300
2-ДВ
Бол. Анюй
20 км
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
Чукотский террейн
Южно-Анюйская сутура
Олойский террейн
Алучинско-Яракваамский террейн
Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс
Контур исследуемого района
Разрывные нарушения: достоверные (а), предполагаемые (б)
Опорный геолого-геофизический профиль 2-ДВ
Реки
б)
Южно-Анюйская сутура
Полярнинское поднятие
Чукотский террейн
ЮЗ
СВ
Ом·м
в)
Км/с
г)
Профильный график по данным аэромагниторазведки
Расстояние, м
д)
10 км
С
1480
1460
1440
1420
нТл

Рис. 1. А – обзорная схема геологического строения территории; Б – геофизический разрез по профилю 2-ДВ, выполненный методом МТЗ; В – геофизический разрез по профилю 2-ДВ, выполненный методом КМПВ; Г (1–4) – профильные графики по данным аэромагниторазведки, снятые по линиям, показанным на карте аномального магнитного поля (Д)

ных зон, обладая контрастными по отношению к вмещающим породам петрофизическими свойствами. Серпентинизированные ультрабазиты, габброиды, дайки долеритов, а также подушечные базальты и андезиты, входящие в офиолитовую ассоциацию Южно-Анюйской сутуры, являются источниками интенсивных аномалий магнитного поля [1, 2, 5].

На данной площади была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:50 000. Исходные данные по магнитному полю, взятые из отчетов Ю.Н. Барченко и коллег 1963 года и Л.Г. Шпилько с соавторами 1975 года, оцифрованы для получения цифровой карты аномального магнитного поля (рис. 1, д).

По данным отчета С.П. Глотова с соавторами 1996 года вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс, входящий в офиолитовую ассоциацию, характеризуется положительным изрезанным магнитным полем от -100 до 1800 нТл. Отмечено, что на юге Южно-Анюйской сутуры отложения комплекса вызывают серию аномалий интенсивностью 100–150 нТл, что подтверждается наблюдаемым на карте аномальным магнитным полем (на представленном рисунке серию данных аномалий сечет линия 1) (рис. 1, д). Аномалии высокой интенсивности, вероятно, вызваны телами ультраосновного и основного составов. Изрезанность поля объясняется неоднородностью вызывающих аномалии отложений. В большинстве случаев аномалии отражают суммарный эффект от тел с различными магнитными свойствами.

Профильные графики по данным аэромагниторазведки показывают, что в центральной части поднятия залегание тектонических пластин, сложенных комплексами офиолитовой ассоциации, пологое, на юго-западном крыле падения пластин юго-западные, тогда как на северо-восточном крыле – северо-восточные (рис. 1, г). Интенсивность положительных магнитных аномалий на приведенных графиках варьирует от 300 до 1000 нТл. Протяженность по простиранию сутуры серии низкоинтенсивных аномалий на десятки км в ее юго-западной части и серии высокоинтенсивных аномалий на не менее, чем сто км восточнее позволяет предположить линейность структуры, вызывающей аномалии. Выявленная линейность делает возможным прослеживание структуры до опорного профиля и использование данных по профилю для ее изучения. Комплекс полученных данных позволяет предположить, что поднятие представлено валом,

сложенным преимущественно чукотскими карбонатными комплексами палеозоя и перекрытым, главным образом, интенсивно деформированными комплексами офиолитовой ассоциации.

Таким образом, геофизические данные показывают, что

1) Вдоль оси Южно-Анюйской сутуры фиксируется протяженная линейная положительная структура, представленная валообразным поднятием (известным как Полярнинское поднятие в западной части сутуры).

2) Ядро структуры предположительно сложено карбонатно-кремнисто-терригенными комплексами Чукотского террейна, отчетливо проявленными в разрезах МТЗ и КМПВ.

3) Эти комплексы перекрыты деформированными породами офиолитовой ассоциации, вызывающими аномалии магнитного поля различной интенсивности и отражающими противоположные направления падений тектонических пластин на крыльях структуры.

Интерпретация данных выполнена при поддержке проекта РНФ 25-17-00036.

Литература

1. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. 60–78 с.

2. *Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 46 с.

3. *Ватрушкина Е.В.* Верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения Западной Чукотки / Под ред. М.И. Тучковой. М.: ГЕОС, 2021. 170 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. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.

А.А. Суслова[1]

Модель палеогеографического развития Баренцево-Карского региона как основа прогноза углеводородных систем

В каждой среде или обстановке осадконакопления могут формироваться элементы углеводородных систем, а именно нефтегазоматеринские толщи, коллекторы, флюидоупоры, свойства которых будут напрямую зависеть от условий образования вмещающих их пород [1]. При исследовании регионов с достаточно низкой степенью изученности создание концептуальных палеогеографических моделей может быть ключевым показателем для прогноза распространения элементов углеводородных систем по площади, особенно в тех зонах, по которым отсутствуют данные о составе и текстурно-структурных особенностях пород. Палеогеографические модели позволяют воссоздать физико-географические обстановки прошлых лет, а именно взаимного расположения суши и моря, климатических особенностей и видового разнообразия животного мира и растений, на основании описания пород обнажений и керна скважин. Расположение относительно приподнятых участков в определенный момент геологического времени также может быть определено на основе сеймофациального метода, который позволяет выявить проградационные тела клиноформенного облика, распространяющиеся в сторону областей наибольшего прогибания бассейнов.

Предложенные палеогеографические модели по Баренцево-Карскому региону могут быть использованы для консолидации разрозненных данных и их увязки между собой по латерали. Знания о размерах и распространении областей с условиями осадконакопления определенного типа позволяет предположить наличие нефтематеринских пород, коллекторов и флюидоупоров с характерными свойствами для этих обстановок. Например, на континентальных равнинах нефтематеринские интервалы будут содержать органическое вещество преимущественного гумусового типа, а природные резервуары отличаться сложным строением, связанным с их высокой изменчивостью по площади.

При реконструкции палеогеографических обстановок использовался весь имеющийся материал, собранный по континентальным обрамлениям Баренцевоморского и Карского бассейнов, а также данные по относительно редкой сети глубоких скважин. Все точки положения одновозрастных

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, Москва, Россия

разрезов были нанесены на карту. Для более надежного восстановления вертикальной последовательности фаций определены ключевые этапы развития палеобассейнов, которые разделены крупными несогласиями. Несогласия обусловлены тектоническими активизациями, в течение которых могли формироваться области складчатости и сопутствующие им зоны прогибания (краевых прогибов). Эрозионные процессы наиболее активно происходили в пределах областей воздымания, которые выступали в качестве основного источника сноса осадочного материала. Несогласное залегание толщ было прослежено по ряду региональных компиляционных сейсмопрофилей, пересекающих все основные структуры первого порядка. Крупные несогласия и перерывы в осадконакоплении знаменуют этапы региональных структурных перестроек: позднепротерозойскую (байкальская фаза складчатости), силурийско-раннедевонскую (каледонская фаза складчатости), девонско-раннекаменноугольную (раннегерцинская фаза складчатости), каменноугольно-пермскую (герцинская фаза складчатости), позднетриасово-раннеюрскую и юрско-меловую (киммерийская фаза складчатости) и кайнозойскую структурную перестройку, связанную в том числе с периодом глобального оледенения.

При изучении Арктических регионов традиционные методы, подходящие для континентальных бассейнов, не всегда удается полноценно использовать. В областях развития глубоких впадин с мощным осадочным чехлом до 12 км, в виду ограниченной разрешающей способности сейсмических исследований выделение нижних комплексов достаточно затруднительно, а каротажные исследования скважин часто бывают не полными или вовсе могут отсутствовать в виду короткого полевого сезона и других технических причин, керновый материал при бурении часто отбирается из продуктивных интервалов, исключая возможность исследования потенциальных нефтематеринских пород и определения их положения в разрезе. На сегодняшний день ни одна точка в регионе не показывает полный стратиграфический разрез, все сводные разрезы и их стратиграфическое наполнение собираются по частям, учитывая описания обнажений и скважин, разбросанным по всему региону. Принимая во внимание малое количество информации по глубокопогруженным комплексам, авторами на основе единичной и скрупулезно собранной информации по всем зафиксированным на сухопутном обрамлении возрастным интервалам предлагается использовать метод моделирования реконструкции палеогеографических обстановок в пределах всего Баренцево-Карского региона для прогноза свойств в первую очередь нефтегазоматеринских толщ и резервуаров.

Палеогеографические реконструкции выполнялись с учетом положения крупных тектонических блоков, которые на протяжении всей истории развития региона в разной степени были подвержены тектоническим де-

формациям, что отражено в виде различного распределения мощностей, литологического состава и полноты стратиграфического разреза в пределах зон глубокого погружения и платформенных массивов. В пределах Свальбардского, Северо-Карского массивов осадочный чехол не превышает 8–10 км, что связывается с более спокойным тектоническим режимом на протяжении всей истории их развития. Возможно, они имели более приподнятое положение, особенно в течение мезокайнозойского времени, что отражено в меньших мощностях мезозойских отложений относительно всего осадочного разреза. Западно-Баренцевские прогибы, Южно- и Северо-Баренцевские и Южно-Карская впадины отличаются повышенными мощностями осадочного чехла, которые могут достигать 10–14 км и относятся к зонам, испытывающим глубокое погружение на протяжении палеозойской и мезозойской истории развития.

В силу разной степени изученности сейсморазведкой и бурением палеозойских глубоких горизонтов и мезозойских комплексов осадочного чехла необходим различный подход к анализу строения этих комплексов и оценке их роли в формировании нефтегазоносности региона. Все геологические построения и выводы для палеозойских комплексов отложений Баренцево-Карского шельфа, большая часть которых залегает на глубинах более 4-х километров, базируются на геофизических исследованиях осадочного чехла, включая сейсморазведку, грави- и магниторазведку, а также данных бурения по сопредельной суше и выходам древних пород на поверхность. Плотность фактического материала для палеозойского комплекса отложений Баренцево-Карского шельфа мала и показывает, что палеозойский разрез еще находится на региональной стадии геологоразведочных работ [2]. Для мезозойского комплекса отложений имеется база фактических данных по результатам бурения скважин на локальных структурах и проведения локальных сейсморазведочных работ. Мезозойские комплексы отложений Баренцево-Карского шельфа находятся на поисково-оценочном этапе геологоразведочных работ. В виду их лучшей освещенности фактическим материалом, по сравнению с палеозойскими, для мезозойских комплексов отложений появляется возможность выявить типы ловушек, смоделировать процессы миграции углеводородов, создать концептуальные модели залежей. Палеогеографические реконструкции были созданы для всех эпох фанерозойской эратемы.

Выделение элементов углеводородных систем для палеозойских комплексов Баренцево-Карского региона возможно только по косвенным данным, большинство которых базируется на моделях обстановок осадконакопления. Для мезозойских комплексов отложений выполнен относительно полный комплекс геохимических исследований по большинству пробуренных скважин, характеризующих как органическое вещество, так и сформированные углеводороды.

Литература

1. *Ступакова А.В., Коробова Н.И., Мордасова А.В., Сауткин Р.С., Сивкова Е.Д., Большакова М.А., Воронин М.Е., Суслова А.А., Карпушин М.Ю., Кожанов Д.Д., Махнутина М.Л., Курдина Н.С., Богатырева И.Я., Чупахина В.В.* Обстановки осадконакопления как основа генетической типизации базовых критериев нефтегазоносности // Георесурсы. 2023. Т. 25. № 2. С. 75–88.

2. *Суслова А.А., Мордасова А.В., Гилаев Р.М., Краснова Е.А., Сауткин Р.С., Коробова Н.И., Шевчук Н.С., Ступакова А.В., Агаян А.С., Большакова М.А., Колесникова Т.О.* История развития Баренцево-Карского региона в фанерозое для оценки перспектив нефтегазоносности // Георесурсы. 2025. Т. 27. № 2. С. 74–92.

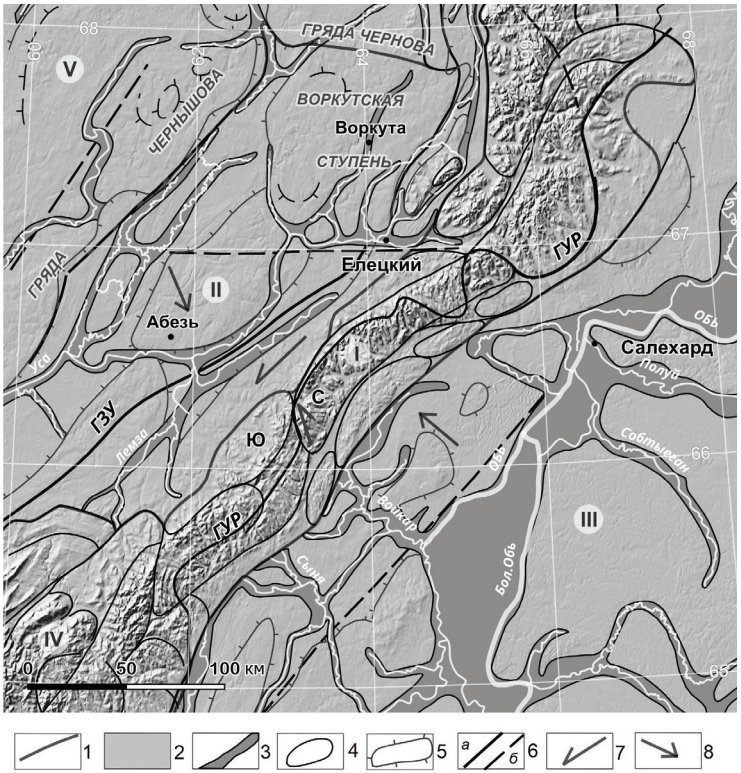
Т.В. Суханова[1], Н.В. Макарова[1], В.М. Макеев[2], Е.А. Пикулик[2], И.В. Коробова[2]

Новейшая структура и геодинамика Полярного Урала

Полярный Урал один из северных сегментов внутриконтинентального горного сооружения Урала. На севере он граничит с Пай-Хоем, на юге сочленяется с Приполярным сегментом. Северо-восточная ориентировка Полярного Урала (далее П. Урал) становится меридиональной севернее широтной Воркутской ступени. При этом ширина его увеличивается почти в два раза. Границей с Пай-Хоем является меридиональный глубинный разлом, перепад рельефа по которому составляет 400–800 м. Ниже рассматривается южная часть П. Урала, заключенная между Приполярным сегментом Урала на юге и Воркутской ступенью на севере общей протяженностью около 300 км (рис. 1). Некоторыми исследователями [4] определялись геодинамические условия формирования новейших структур П. Урала. Их связывали с меридиональным сжатием, исходящим с севера со стороны хребта Гаккеля. Однако наши исследования предполагают другие источники их формирования.

Новейшая структура П. Урала представлена единым поднятием, состоящим из двух менее крупных поднятий, кулисно сочлененных по левому

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Москва, Россия



1 2 3 4 5 6 7 8

Рис. 1. Новейшие структуры Полярного Урала.
1 – границы основных структур (обозначены римскими цифрами: I – Центральное (осевое) поднятие Полярного Урала, II – Косью-Роговская впадина, III – Западно-Сибирская плита; IV – Приполярный Урал; V – Тимано-Печорская плита); Прогибы: 2 – неоплейстоценовые, 3 – позднеоплейстоцен-голоценовые; 4 – кулисы поднятий в пределах орогена; 5 – локальные поднятия в пределах Косью-Роговской впадины и на Приобской равнине; 6 – разрывные нарушения: а – основные, б – прочие; 7 – сдвиги; 8 – направление сжатия со стороны платформенных структур. Ю – Южное поднятие, С – Северное поднятие

сдвигу: Южного и Северного. Высота поднятий превышает 1400 м. Она снижается до 800 м к кулисному их сочленению. Для обоих поднятий характерно смещение осей к западу. Поднятия асимметричные, для Южного характерна южная асимметрия, а для Северного – северная, что обусловлено давлением, исходящим с запада в первом случае и с востока во втором.

Новейшая структура П. Урала [2] развита над сложной покровно-надвиговой герцинской структурой. Соответствие новейшей и герцинской

структур наблюдается только в простирании. Основное поднятие П. Урала развито над Войкарсынинским антиклинорием (массивом). Поднятие нарушено протяженными новейшими продольными разломами с образованием разновысотных ступеней, разбито многочисленными поперечными разломами на блоки. Предгорная часть П. Урала, развитая в основном на западном склоне, расширена в южной части и сужена в северной. Это ряд предгорных поднятий, сложенных позднепалеозойскими и меловыми породами, перекрытыми разновозрастными четвертичными гляциальными, аллювиальными и др. отложениями [1].

На западе поднятие П. Урала сочленяется с Предуральским прогибом, представленным Косью-Роговской впадиной. Последняя ограничена поднятиями Чернышова на западе и Чернова на севере, интенсивно расчлененных современной эрозионной сетью. Северная часть впадины приподнята, образуя Воркутскую ступень, ограниченную широтными разломами. В ее пределах кристаллический фундамент находится на поверхности. Косью-Роговская впадина асимметричная, ось ее смещена к Уральскому поднятию. Впадина выполнена пермскими отложениями, перекрытыми в центральной части прогиба меловыми и кайнозойскими отложениями, общая мощность которых увеличивается к Уралу и составляет около 7–9 км. Соответственно в том же направлении понижается глубина залегания кристаллического фундамента, и поверхность Мохо – с 40 км до 58 км [3]. Молодые поднятия и разделяющие их эрозионно-тектонические понижения, занятые реками (Уса, Лемза и др.), образуют зоны северо-восточной ориентировки, в которых проявлены сдвиговые деформации.

Восточный склон орогена также, как и западный склон, нарушен продольными разломами, ограничивающими ряд ступеней-поднятий (Малый Урал и др.). Некоторые поднятия имеют кулисное строение, обусловленное сдвиговыми деформациями. Границей с Западно-Сибирской плитой является активный в настоящее время разлом, выраженный в рельефе уступом. Прилежащая часть плиты – Приобская равнина – сложена морскими осадками мелового, палеогенового, неогенового возраста и континентальными и континентально-морскими четвертичными отложениями. Они перекрывают герцинские структуры Урала – Войкарский мегасинклинорий и Восточно-Уральское поднятие. Мезозойско-кайнозойские отложения залегают на кристаллическом протерозойском фундаменте, глубина которого составляет от 100 м до 1.5 км и быстро увеличивается к востоку. В новейшей структуре Приобской равнины выделяются зоны четвертичных локальных поднятий северо-восточного простирания, разделенные эрозионно-тектоническими понижениями, с приуроченными к ним речными долинами – притоками Оби. Некоторые из них, подмывающие склон поднятия, имеют дугообразную, выпуклую к северо-западу форму. Они секутся широкими северо-западной ориентировки долинами

рек Войкар и Сыня, которые можно рассматривать как зоны растяжения. На востоке развит широкий меридиональный прогиб с долиной Оби, выполненный голоценовым аллювием. Он несогласно наложен на погребенные герцинские структуры.

Рассматривая в плане положение южной части П. Урала, можно видеть, что он выдвинут на восток относительно ограничивающих его Воркутской ступени на севере и Приполярного Урала на юге, где фундамент находится почти на дневной поверхности. Возможно, это связано с влиянием Тимано-Печорской плиты на более ранних этапах развития орогена. В то же время на новейшем этапе более значительное влияние, по всей вероятности, оказывает Западно-Сибирская плита. Помимо наступания плиты на Урал, начавшегося еще в мезозое (перекрытие морскими отложениями восточной части герцинского Урала), здесь наблюдаются и другие признаки: выпуклая к северо-западу форма новейшего Полярно-Уральского орогена; смещение его оси в том же направлении; развитие структур растяжения северо-западной ориентировки, выраженных долинами рек на Приобской равнине; дугообразные изгибы речных долин, подмывающих восточный склон орогена. Кроме того, асимметрия и строение Северного поднятия также соответствует этой схеме. В то же время на новейшем этапе сохраняется и влияние Тимано-Печорской плиты, выраженное в основном в асимметричном строении лишь Южного поднятия. Возможно, это объясняется большей активностью молодой Западно-Сибирской плиты, по сравнению с более древней Тимано-Печорской.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 Воркута. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

2.*Макеев В.М., Суханова Т.В., Пикулик Е.А., Коробова И.В*. Геодинамические условия формирования новейшей структуры Уральского горно-складчатого сооружения // Глубинное строение, геодинамика, тепловое поле Земли, интерпретация геофизических полей. Двенадцатые научные чтения памяти Ю.П. Булашевича. Материалы конференции. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2025. С. 103–107.

3. *Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубина Т.В., Куликов В.А., Егоркин А.В., Душин В.А., Кашубин С.Н.* Глубинное строение Урала по данным Полярно-Уральского трансекта // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 25–36.

4. *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-летнему юбилею М.В. Гзовского. Апатиты: РИО КНЦ РАН, 2019. С. 125–149.

С.Н. Сычев[1,2,3,4], И.В. Трифонов[2,4], К.А. Федосеева[1,4], А.В. Кушнарева[2]

Структурный анализ осадочно-вулканогенного комплекса ордовика Рассохинского террейна (Северо-Восток России)

На Северо-Востоке России в междуречье Момы и Колымы на небольшой территории сочленяются три террейна различной геодинамической природы [1]: Омулевский террейн пассивной континентальной окраины, Рассохинский (Рассошинский) островодужный террейн, Арга-Тасский турбидитовый террейн. В пределах Рассохинского террейна располагается уникальный и не характерный для Северо-Востока России разрез ордовикских осадочно-вулканогенных образований [2]. Северо-западную часть Рассохинского террейна пересекает река Агынджа (правый приток реки Зырянка), в ее верховьях обнажаются тектонические пластины вулканогенного ордовика, простирающиеся в северо-западном направлении, с проявленной в них медной минерализацией [3], зажатые между карбонатными отложениями девона. В каньоне реки полностью вскрывается разрез Южной тектонической пластины с моноклинальным падением пород на северо-восток, в пределах которой проводились структурные исследования. В ходе геологосъемочных работ последних лет установлено, что, кроме ордовикских пород, в тектонических чешуях зажаты экструзии трахитов с возрастом 137±2 млн лет, и все породные комплексы прорваны дайками трахидолеритов субмеридионального простирания с возрастом 136±2 млн лет [4].

В ходе полевых работ производились замеры плоскостных и линейных структурных элементов. Основная часть плоскостных структурных элементов отвечала слоистости, сланцеватости, плоскостям трещин различного генезиса, кливажу и разломам вариативной кинематики. К линейным элементам отнесены линейность борозд скольжения и шарниры складок. По результатам анализа мезоструктурных элементов выявлены преимущественно хрупкие деформации, фиксирующиеся трещиноватостью разного типа и генезиса. Складчатые формы редки и отмечаются вблизи северо-восточного контакта пород ордовика и девона. Взаимоот-

[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
[4] ООО «Геовектор», Якутск, Россия

ношения структур наблюдались непосредственно при полевых работах, преимущественно в разрозненных коренных выходах, после чего происходило их выстраивание в общую относительную временную последовательность.

Ранние деформации (этап D_{n+1}) проявлены повсеместно. Они выделяются по падению слоистости в осадочных комплексах и напластованию вулканогенно-осадочных комплексов, в том числе и трахитов валанжинского возраста, и характеризуются падением на северо-восток (35–65º) под углами (∠) от 40º до 70º (рис. 1а). По сопряженным трещинам и трещинам с зеркалами скольжения восстанавливаются оси сжатия, расположенные вкрест общего простирания структур в СВ-ЮЗ направлении (рис. 1б,з), погружающиеся под небольшими углами (5–20º) и фиксирующие взбросовый тип деформационных преобразований. Форма эллипсоида напряжения (R = 0.37) совместно с ориентировкой главных осей (рис. 1з) указывают на обстановку сжатия.

Более поздний деформационный этап (D_{n+2}) реконструирован по Z складкам, оси вращения которых субвертикальны и отражают правосдвиговые смещения (рис. 1г), а также по сопряженным трещинам с вычисленными осями сжатия субгоризонтального погружения, ориентированными в ССЗ-ЮЮВ румбах и осями растяжения, располагающимися также субгоризонтально и ориентированными в ЮЗЗ-СВВ направлении (рис. 1б). Оси сжатия конформны разломным тектоническим элементам или локализуются под острым углом к ним, что подчеркивает представление о преобладающей сдвиговой компоненте структурного парагенеза.

Следующий этап (D_{n+3}) фиксируется по сланцеватости и редким кливажным структурам, имеющим сходные элементы залегания: азимут падения 250–280º, ∠60–80º (рис. 1д). Сланцеватость и кливаж наложены на слоистость и сопряженные трещины, поэтому маркируют более позднюю стадию деформационного процесса, вероятнее всего, отвечающую сжатию в субширотном направлении. Кливаж на азимутальную проекцию вынесен генерализованной плоскостью (рис. 1д), которая объединяет около 10 замеров и отображается дугой большого круга.

На последних выделенных этапах (D_{n+4} и D_{n+5}) наблюдаются идентичные наборы малых структурных форм, таких как: трещины отрыва с плюмовой структурой (рис. 1ж), трещины с зеркалами скольжения и бороздами на них (рис. 1и,к), а также системы трещин отдельности (рис. 1е), под которыми подразумеваются системы трещиноватости без определенных кинематических индикаторов. Трещины отрыва с плюмовой структурой, отражающие этап D_{n+4}, падают на север и на юг под углами 60–80º и характеризуют субмеридиональное растяжение. Трещины отрыва с плюмовой структурой, фиксирующие этап D_{n+5}, падают по азимуту 280–300º,

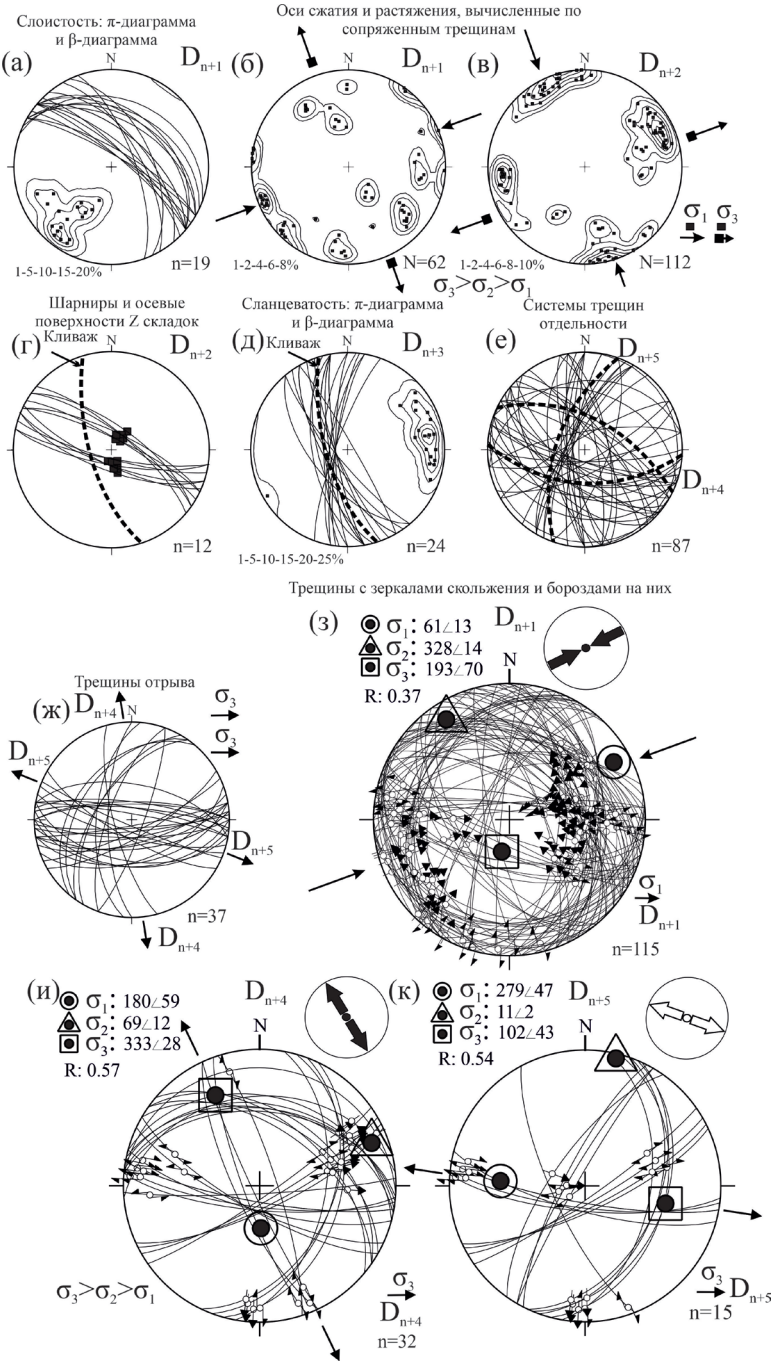

Слоистость: π-диаграмма и β-диаграмма
(а)
N
D_{n+1}
1-5-10-15-20%
n=19
Оси сжатия и растяжения, вычисленные по сопряженным трещинам
(б)
N
D_{n+1}
1-2-4-6-8%
N=62
(в)
N
D_{n+2}
1-2-4-6-8-10%
N=112
σ_1 σ_3
$\sigma_3 > \sigma_2 > \sigma_1$
Шарниры и осевые поверхности Z складок
(г)
Кливаж
N
D_{n+2}
n=12
Сланцеватость: π-диаграмма и β-диаграмма
(д)
Кливаж
N
D_{n+3}
1-5-10-15-20-25%
n=24
Системы трещин отдельности
(е)
N
D_{n+5}
D_{n+4}
n=87
Трещины с зеркалами скольжения и бороздами на них
(з)
σ_1: 61∠13
σ_2: 328∠14
σ_3: 193∠70
R: 0.37
N
D_{n+1}
σ_1
D_{n+1}
n=115
Трещины отрыва
(ж)
D_{n+4}
N
σ_3
σ_3
D_{n+5}
D_{n+5}
n=37
D_{n+4}
(и)
σ_1: 180∠59
σ_2: 69∠12
σ_3: 333∠28
R: 0.57
D_{n+4}
N
$\sigma_3 > \sigma_2 > \sigma_1$
σ_3
D_{n+4}
n=32
(к)
σ_1: 279∠47
σ_2: 11∠2
σ_3: 102∠43
R: 0.54
D_{n+5}
N
σ_3
D_{n+5}
n=15

Рис. 1. Азимутальные проекции структурных элементов (сетка Шмидта, нижняя полусфера). Под стереограммами а, б, в, д – оцифровка изолиний в процентах, n – число замеров, D – этап деформации, R на стереограммах з–к – отношение σ_1/σ_3 (stress-ratio)

∠50–70º и указывают на растяжение в СЗЗ-ЮВВ направлении. Системы трещиноватости с аналогичными элементами залегания также выделяются среди, на первый взгляд, хаотично ориентированных трещин отдельности (рис. 1е). Ориентировка главных нормальных напряжений, вычисленных по трещинам с зеркалами скольжения (рис. 1и,к), указывает на обстановку растяжения со схожим с рассчитанным по трещинам отрыва расположением осей (рис. 1ж). Форма эллипсоида напряжения (R = 0.57 и 0.54) совместно с ориентировкой главных осей (рис. 1и,к) указывают на обстановку растяжения.

Структуры на этапах D_{n+1}, D_{n+2} и D_{n+3} были сформированы преимущественно в обстановке сжатия, а на этапах D_{n+4} и D_{n+5} – в обстановке растяжения.

Согласно имеющимся данным, нижний возрастной предел деформаций, зафиксированных в породных комплексах ограничен временем внедрения валанжинских трахитов. Эти магматические тела были вовлечены в основной региональный структурообразующий процесс – надвигообразование, связанное с коллизией Колымо-Омолонского микроконтинента и Верхоянской окраины Сибири (этап D_{n+1}).

Транспрессионную тектоническую обстановку (этап D_{n+2}) предполагается ассоциировать с аккрецией Удско-Мургальской дуги с Сибирским кратоном. Последующий транспрессионный правосдвиговый этап (D_{n+3}), можно связать с коллизией Чукотского микроконтинента с активной окраиной Северо-Азиатского континента. На этапе D_{n+4} зафиксировано субдолготное растяжение, которое, возможно, произошло в тылу Восточно-Азиатской активной континентальной окраины во время образования Индигирского пояса растяжения. Субширотное растяжение (этап D_{n+5}) коррелируется с функционированием Момского рифта, который находится в непосредственной близости к участку работ.

По результатам структурного анализа выделено пять этапов деформационного процесса. На ранних этапах преобладала тектоническая обстановка сжатия, характерная для транспрессионных орогенов, тогда как на заключительном этапе – обстановка растяжения, отмечающаяся в тыловых и рифтовых зонах.

Интерпретация данных выполнена при поддержке проекта РНФ 25-17-00036.

Литература

1. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: Наука, 2001. 571 с.

2. *Мерзляков В.М.* Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с.

3. *Мерзляков В.М., Шпикерман В.И.* Стратиформная рудоносность Омулевского поднятия // Тихоокеанская геология. 1985. № 5. С. 67–72.

4. *Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Худолей А.К., Соколов С.Д., Рогов А.В., Маклашин В.С., Львов П.А.* Валанжинский умеренно-щелочной магматизм Рассохинского и Арга-Тасского террейнов (Северо-Восток России) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 501. № 1. С. 34–42. https://doi.org/10.31857/S2686739721090188

Ю.В. Талтыкин[1], Е.А. Коновалова[1]

Геодинамические обстановки формирования гранитоидов мел-палеоценового возраста Сихотэ-Алиньского орогенного пояса

Во второй половине XX века были выделены ильменитовая (немагнитная, кристаллизовавшаяся в восстановительных условиях) и магнетитовая (магнитная, кристаллизовавшаяся в окислительных условиях) серии магматических пород [3, 6]. Разделение серий можно производить как по коэффициенту окисленности железа: $f^{*} = Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)+0{,}38\text{-}SiO_2/200 = 0.33$ [2] или $F = Fe_2O_3/FeO = 0.5$ [6], так и по магнитной восприимчивости (**MS**) каппа: $\chi = 0.5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Большинство месторождений рудных полезных ископаемых контролируются магматическими породами. Причем Au-Cu-порфировые месторождения связаны в основном с магнетитовой (МС), а Sn и Sn-W чаще всего с ильменитовой (ИС) сериями.

В Сихотэ-Алиньском орогенном поясе (САОП) за последнее десятилетие отобрано свыше 500 образцов магматических пород, для большинства из них сделаны РФА (385) и ИСП-МС (441) анализы. Также изучены шлифы (~200), измерен вес магнитной фракции (259) и определена железистость темноцветных минералов (155). Проведено более 65 км детальных маршрутов с 600 замерами магнитной восприимчивости

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

пограничных массивов; определен возраст пород ИС и МС Приискового и Южного Сидимийского массивов. По литературным данным было проанализировано 276 определений возраста магматических пород САОП U-Pb методом.

Построена карта распределения в Сихотэ-Алиньском орогенном поясе [4] региональных зон преимущественного развития ильменитовой или магнетитовой серий. В этих зонах присутствуют идентичные по петрохимическому составу, степени фракционирования, типу, глубине кристаллизации и возрасту магматические образования. Кроме того, существуют массивы, имеющие породы и ИС, и МС. При этом возраст ИС и МС в одном массиве может быть, как одинаковым, так и различным.

Для плутонических пород САОП построены дискриминантные диаграммы для идентификации геодинамических обстановок формирования интрузий среднего–кислого составов ИС и МС. Использовались диаграммы [1, 8, 9] для 221 образца гранитоидов. Основным типом геодинамических обстановок при формировании интрузий в САОП является коллизионный, т.е. режим сжатия в мел-палеогеновое время. В то же время по материалам [10] меловая эволюция северо-востока Азиатского континента со 135 млн лет – это сильное растяжение с СЗ на ЮВ в течение 135–102 млн лет, потом ослабление растяжения в течение 102–87 млн лет и сжатие в направлении с ЮЗ на ЮВ в течение 87–79 млн лет. Геодинамика, по мнению Рена с коллегами [10], контролировалась чередованием отката плиты и пологой субдукции Палео-Тихоокеанской плиты. Согласно [5] геодинамическая история САОП характеризовалась чередованием эпох субдукции и трансформного скольжения. Основной объем магматизма приходится на период 110–50 млн лет, при этом существуют одновременно и ильменитовые, и магнетитовые породы [4]. Всплески магматизма хорошо коррелируются с изменением направления и скорости движения плиты Изанаги.

В истории развития магматизма в САОП выделяют 5 этапов: **I** – коллизионный (133–120 млн лет), **II** – орогенный (120–94 млн лет), **III** – посторогенный (94–60 млн лет), **IV** – посторогенный (60–53 млн лет) и **V** – надсубдукционный (53–37? млн лет). Региональные ильменитовые и магнетитовые зоны сформировались за первые два этапа. К концу сеномана была сформирована континентальная кора. В **III** этапе произошли основные тектонические события. Магматизм в **III** и **IV** этапах (посторогенный) был представлен породами как ИС, так и МС. **V** этап связан, видимо, с началом субдукции Тихоокеанской плиты. Магматизм магнетитовый. При этом и породы **I** этапа (ИС), и породы **V** этапа после 52 млн лет (МС) расположены в соответствующих редокс-зонах. Одним из основных результатов альб-сеноманского магматизма явилось формирование континентальной коры. Гранитно-метаморфический слой воз-

никает как за счет гранитизации аккреционных комплексов в процессе орогенеза, так и за счет внедрения интрузивов. Исследования, проведенные в САОП, говорят о том, что здесь были все условия для образования гранитно-метаморфического слоя за счет мощных толщ, сильно смятых юрских и раннемеловых пород [7]. Все это происходило в той же окислительно-восстановительной обстановке, что и магматизм, который мы можем сегодня исследовать в регионе. Образовавшаяся в результате орогенеза новая континентальная кора в пределах САОП сохранила магнитные свойства, существовавшие в литосфере при формировании гранитно-метаморфического слоя в альб-сеноманское время. Перемещения отдельных блоков земной коры САОП не изменило распределение ильменитовых и магнетитовых зон региона.

Для изучения геодинамических обстановок формирования гранитоидов Сихотэ-Алиньского орогенного пояса использовались дискриминантные диаграммы Maeda, Pearce и Великославинского [1, 8, 9]. Они используют различные группы элементов. Для работы были взяты наши образцы магматических пород из массивов, имеющих U-Pb определения возраста (70 образцов). Кроме того, использовались литературные данные по геохимии для образцов, по которым определялся возраст в САОП, в первую очередь для **I**, **IV** и **V** этапов (13 образцов).

I этап коллизионный. 6 точек из 3 массивов (Хунгарийский, Горбунский и Горбилинский (131–122 млн лет) на диаграммах J. Maeda и С.Д. Великославинского [1, 8] попадают в зону коллизионных пород, а на диаграмме J.A. Pearce et al. [9] в верхнюю часть поля островодужных пород, что тоже относится к коллизионным обстановкам или обстановкам активных континентальных окраин. **II этап орогенный**. 27 точек из 10 массивов. Расположены аналогично **I**. Особой разницы между породами ИС и МС во втором этапе не наблюдается. **III этап посторогенный**. 28 точек из 10 массивов попадают в основном в коллизионную зону, частично и в область внутриплитных гранитоидов. **IV этап посторогенный**. 15 точек из 7 массивов есть практически во всех 3 основных зонах. **V этап субдукционный**. 7 точек из 3 массивов расположены в зоне островодужных пород (или обстановок активных континентальных окраин), хотя по диаграмме J. Maeda [8] их можно отнести к коллизионным.

Выводы

На первом этапе в орогене формируются участки с теми или иными редокс-условиями кристаллизации магматических пород, которые на втором этапе закрепляются в гранитно-метаморфическом слое. Дальнейшее тектоническое перемещение блоков земной коры практически не изменяет эту первоначальную зональность.

Аналогично ведет себя и региональная зональность металлогенических провинций. Она в значительной мере определяется редокс-условиям кристаллизации магматических пород.

Основной геодинамической обстановкой кристаллизации гранитоидов САОП мел-палеогенового возраста является коллизионная.

Литература

1. *Великославинский С.Д.* Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.

2. *Мишин Л.Ф.* Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.

3. *Печерский Д.М.* Магнитные свойства гранитоидов северо-востока СССР. Магадан, 1964. С. 6–158. (Тр. СВКНИИ; Вып. 9).

4. *Талтыкин Ю.В., Коновалова Е.А., Мишин Л.Ф., Юрченко Ю.Ю.* Зональность окислительно-восстановительных условий кристаллизации магматических пород мел-палеогенового возраста Сихотэ-Алиньского орогенного пояса (восток России) // Тихоокеанская геология. 2024. Т. 43. № 1. С. 56–72.

5. *Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В.* Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–37.

6. *Ishihara S.* The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks // Mining Geology. 1977. V. 27. P. 293–305.

7. *Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.* The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian Southeast: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 120. P. 117–138.

8. *Maeda J.* Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. № 174. P. 235–255.

9. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

10. *Ren Z., Dong S., Xiao W., Sang M., Zhang Y., Chen X.,* et al. Cretaceous evolution of the northeastern Asian continent: Insights from the Pikou strike-slip fault zone of the Liaodong Peninsula, NE China // Tectonics. 2025. V. 44. e2024TC008639.

Т.Ю. Тверитинова[1,2], А.В. Маринин[2], Е.А. Мануилова[2], Д.С. Мягков[2]

Кинематика различно ориентированных разномасштабных дизъюнктивов в условиях действия современных полей тектонических напряжений (на примере массива Карадаг (Горный Крым) и северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны)

Введение

В геологической среде повсеместно присутствуют разномасштабные дизъюнктивы, которые с момента своего появления испытывают воздействие изменяющихся с течением времени полей тектонических напряжений. Напряженное состояние геологических объектов зависит от общей геодинамической обстановки, степени однородности геологической среды, тенденций развития структур разных масштабных уровней. Самый доступный для геолога объект, позволяющий получить информацию о полях напряжений, в которых формировались геологические объекты, – это разномасштабные тектонические нарушения. Информацию о характерной деформации геологических объемов (в том числе и зон разрывных нарушений) можно получить, изучая распределение трещин различного кинематического типа.

Информация, полученная при использовании кинематического [1], структурно-парагенетического [2] и катакластического [3] методов анализа разрывных нарушений, соответствует итоговому напряжённому состоянию геологических объемов за длительный интервал времени. Если исходные данные связаны с современными геодинамическими процессами (механизмы очагов землетрясений), то мы получаем информацию о параметрах современного поля напряжений. Кинематические структуры в разновозрастных геологических объектах включают влияние разновозрастных полей напряжений.

Карадаг – среднеюрский вулканический массив Восточного Крыма в составе позднекиммерийской Карадагско-Судакской складчато-надвиговой системы. Главная деформация довулканического основания, вулканитов и перекрывающих их осадочных толщ выражена складчато-надвиговой структурой юго-восточной вергентности, нарушенной поперечными

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

сбросо-сдвигами северо-западного и субмеридионального простирания и продольными сбросами северо-восточного простирания.

Вулканогенно-осадочные стратифицированные толщи массива Карадаг являются частью синклинали с подвернутым северо-западным крылом, осложненным Карадагским надвигом. Приосевая часть синклинали осложнена надвигом г. Святая, по которому вулканиты северо-западного крыла синклинали надвинуты на вулканиты и перекрывающие их поствулканические комплексы юго-восточного крыла. Синклиналь разбита серией крутопадающих сбросо-сдвигов северо-западного простирания.

В массиве выделяется четыре относительно самостоятельных объекта: массив гор Святая и Малый Карадаг, а также составляющие Береговую систему хребты Кара-Агач (на юго-западе), Хоба-Тепе (в центре) и Магнитный (на северо-востоке). Трещины представлены минеральными жилами, отрывами, зонами дробления, зеркалами скольжения (ЗС) с различным направлением смещения крыльев. Большинство выявленных трещинных структур закономерно связано со стратификационной отдельностью вулканитов.

На объекте зафиксировано более 200 ЗС, из которых значительную часть составляют левые сдвиги (45%), широко представлены правые сдвиги и сбросы (по 28%), в меньшей степени развиты взбросы (11%). Структурно-парагенетическим методом по точкам и станциям наблюдения выделено от одного до нескольких структурных парагенезисов, увязывающихся с особенностями структуры вулканического массива. Условия формирования парагенезисов связаны с обстановками северо-восточного сжатия – северо-западного растяжения и северо-западного сжатия – северо-восточного растяжения при субвертикальном положении промежуточной оси напряжений. По периферии массива и в его обрамлении более характерны обстановки субмеридионального сжатия – субширотного растяжения.

По результатам катакластического анализа на Карадагском объекте выявлены обстановки северо-западного сжатия – северо-восточного растяжения (типы напряженного состояния горизонтальный сдвиг, горизонтальный сдвиг со сжатием и горизонтальный сдвиг с растяжением), северо-восточного сжатия – северо-западного растяжения (тип напряженного состояния горизонтальный сдвиг), а также менее представленного широтного растяжения (тип напряженного состояния горизонтальное растяжение).

Обстановка северо-восточного сжатия сопровождается вращением поля напряжений против часовой стрелки, северо-западного сжатия – по часовой стрелке, что можно увязать с проявлением левосдвиговой деформации вдоль систем северо-восточного простирания и правосдвиговой – вдоль региональных разломов северо-западного простирания.

Таким образом, для современной структуры Судакско-Карадагской складчато-надвиговой системы северо-восточного простирания характер-

ны обстановки поперечного (северо-западного) и продольного (северо-восточного) основному структурному плану сжатия при преобладающем развитии сдвиговых нарушений. При этом левые сдвиги ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении, а правые – в северо-западном. В связи с этим можно предположить, что крупные долины р. Отузка и балки Коктебель, ограничивающие Карадагский массив с юго-запада и северо-востока заложены по зонам концентрации право-сдвиговых деформаций. Возможно, Отузская зона является региональным нарушением, по которому Карадагский массив смещен по правому сдвигу относительно Щебетовской магнитной аномалии, предположительно связанной с вулканическим центром типа Карадагского.

Северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) является частью субширотного Байкало-Станового сейсмического пояса. Здесь выражен кулисный ряд ограниченных сбросо-сдвигами северо-восточного простирания кулисно расположенных кайнозойских впадин, наложенных на докембрийские метаморфические комплексы и палеозойские гранитоиды. Зонами проявления наиболее высокой сейсмической активности являются межвпадинные перемычки сложного строения. В региональном структурном плане докайнозойских и кайнозойских комплексов пород преобладают северо-восточные ориентировки. На северо-восточном фланге БРЗ проведено изучение трещиноватости на Северо-Байкальском, Верхнеангарском, Северо-Муйском и Кодарском полигонах.

Большинство ЗС на всех полигонах представлено левыми сдвигами различной ориентировки (46%). Сбросы, правые сдвиги и взбросы распределены примерно равномерно, составляя 10–20% от общего числа ЗС. Результаты структурно-парагенетического анализа трещинных структур отражают повсеместное присутствие структурных парагенезисов, формировавшихся в обстановке меридионального горизонтального сжатия и широтного горизонтального растяжения. В непосредственном обрамлении впадин проявлена также обстановка северо-восточного сжатия – северо-западного растяжения. В межвпадинных перемычках присутствуют парагенезисы северо-западного сжатия: в зоне меридиональных краевых дислокаций на границе Сибирской платформы и Байкальской складчатой области проявлена обстановка широтного сжатия.

Катакластический анализ указывает, что при деформировании геологических тел преобладает напряженное состояние типа горизонтальный сдвиг и горизонтальное растяжение при ориентировке горизонтального сжатия поперечно или продольно к структурам основного структурного плана.

По нашему мнению, условия меридионального горизонтального сжатия – широтного растяжения на СВ фланге БРЗ связаны с общим региональным полем напряжений, в условиях которого система разрывно-

складчатых структур северо-восточной ориентировки является левосдвиговой. Доминирующие левые сдвиги определяют общее левосдвиговое смещение вдоль сейсмически активной Байкало-Становой широтной зоны, что в свою очередь приводит к формированию вдоль нее кулисно расположенных впадин северо-восточного простирания.

Выводы

В зависимости от масштаба геологических объемов, в которых мы изучаем трещиноватость, мы получаем информацию о напряженном состоянии этих объемов – от локальных объектов до крупных геологических структур. Это будут интегральные параметры поля напряжений, включающие влияние всех произошедших с породным массивом (крупным геологическим объектом) процессов в течение истории его формирования, включая и современное поле напряжений.

Чем более крупные объемы мы будем рассматривать по результатам изучения трещиноватости различного кинематического типа, тем большее значение в итоговом интегральном результате будет играть современное поле напряжений. Причина этого кроется в том, что исходные неоднородности, в которых сохранились структуры от древних этапов деформации, в настоящее время находятся в условиях современного поля напряжений, стремящегося оказать одинаковое влияние на все структуры без исключения. Таким образом, современное поле напряжений будет доминирующим и более однородным по сравнению с неоднородными полями напряжений предыдущих этапов деформаций, проявленных в неоднородной разновозрастной геологической среде.

По физическим законам проявление полей напряжений в неоднородной среде будет проявляться с разложением нормальных напряжений на составляющие поперечно и продольно к существующим неоднородностям, вызывая действия кинематогенных полей напряжений [2]. И вместе с тем, это действующее поле напряжений будет определять главный процесс деформирования, приводящий к соответствующим параметрам укорочения–удлинения. Именно с этим связаны закономерности строения складчато-надвиговых систем с формированием в них главного структурного плана.

Замеры трещиноватости в разновозрастных породах и в различных структурах отражают особенности распространения и развития локальных динамических обстановок (стресс-состояний), которые характеризуются большим разнообразием по параметрам полей напряжений. Но чем большие объемы геологической среды мы будем брать для статистической обработки, тем более однородные параметры действующих на эти объемы общих полей напряжений мы будем получать. И что немаловажно, общие парагенезы, выражающие особенности общего длительного деформирова-

ния, будут приближаться к современному напряженному состоянию этих крупных объектов.

Неравномерное распределение в геологическом объеме структурных неоднородностей различного масштаба определяет изменяющийся характер деформации в пространстве и, соответственно, неравномерное распределение действующих полей напряжений. Объединение данных по крупным объемам позволяет получить информацию о главной деформации в этом объеме, относящуюся, в первую очередь, к последнему этапу деформирования путем квазипластического течения геологической среды.

Работа выполнена по теме Госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. *Гущенко О.И.* Метод кинематической реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформации в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 2–7.

2. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.

3. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

А.В. Тевелев[1], Т.Н. Сурин[1], Н.В. Правикова[1], В.М. Мосейчук[1], Е.А. Володина[1]

Среднепалеозойский рифтинг в Магнитогорской мегазоне Южного Урала: ареал, возраст

Введение

В пределах Южного Урала традиционно выделяют две мегазоны: Магнитогорскую и Восточно-Уральскую, которые разделены Уйско-Новооренбургской шовной зоной [Пучков, 2000 и мн.др.]. Магнитогорская мегазона представляет собой остатки девонской островной дуги и достаточно четко разделяется на три зоны: Западно-, Централь-

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

но- и Восточно-Магнитогорскую. При этом Западно-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую зоны иногда рассматривают в качестве фрагментов парной островной дуги. Рифтинг, произошедший непосредственно после отмирания Магнитогорской палеоостровной дуги, привёл к формированию ряда осадочных прогибов, мощных вулканических толщ и интрузивных массивов. Большая их часть сосредоточена в пределах Центрально-Магнитогорской зоны, и ныне объединяется в Магнитогорско-Богдановский палеорифт. Одна из проблем геологии Магнитогорско-Богдановского палеорифта состоит в определении возрастных и латеральных границ рифта. Точки зрения на эту проблему менялись в процессе изучения слагающих его магматических и осадочных пород. И возрастные, и латеральные границы палеорифта обычно рисуются по крайним выходам каменноугольных вулканических комплексов.

Начало рифтинга

Наиболее ранним проявлением рифтинга всегда считался березовский вулканический комплекс (контрастная умереннощелочная формация), включающий в себя одноименную свиту и многочисленные субвулканические тела, а также синхронные им вулканиты в Восточно-Уральской мегазоне и Уйско-Новооренбургской зоне. Его возраст определен по фауне фораминифер из прослоев известняков [Салихов, Яркова, 1992]. Обычно он считается позднетурнейско-ранневизейским. Наиболее древний комплекс фауны характерен для першинского (нижнего) горизонта верхнего турне.

Изотопный возраст вулканитов березовского комплекса является дискуссионным, но согласно последним данным [Тевелев и др., 2023] самая древняя его датировка составляет 350.7±2.9 млн лет, что в принципе соответствует уровню першинского горизонта. Особенности геохимии вулканитов в настоящее время изучены достаточно подробно [Pravikova et al., 2023 и ссылки в этой работе]. Одним из основных признаков рифтогенного характера вулканитов березовского комплекса является высокое содержание титана в трахибазальтоидах.

Время начала рифтинга должно соответствовать моменту перехода от конвергентных обстановок к режиму растяжения, а возраст обстановки растяжения может быть определен по времени формирования синкинематических интрузивов [Тевелев, Тевелев, 1996]. В частности, время начала раннекаменноугольного рифтинга определялось по возрасту Неплюевского гранитоидного массива, который внедрился в пределах Восточно-Уральской мегазоны вблизи его границы с Магнитогорской [Тевелев и др., 2021] в условиях растяжения в зоне локальной левосторонней транстенсии [Коптев и др., 2023]. Среди исследованных зерен циркона выде-

лена возрастная группа с конкордантным возрастом 356±3 млн лет. Эти значения возраста соответствуют времени кристаллизации циркона из расплава, а, следовательно, отражают начальный этап растяжения, который определяется первым этапом рифтинга. Эта датировка соответствует самому началу турнейского века (низы гумеровского горизонта).

На северном замыкании Магнитогорско-Богдановского грабена (район Магнитогорского рудного поля) в конце прошлого века выделена малокуйбасовская вулканическая серия [Мосейчук и др., 1995]. В ее состав входят новоивановская толща и шумилинская свита. Весь ряд пород от основных к кислым соответствует ряду высококалиевый базальт – шошонит – латит – тосканит. Тип щелочности вулканитов калиево-натриевый с явным преобладанием натрия над калием. Важнейшей особенностью всей серии пород является повышенное содержание в них титана, что свидетельствует об их принадлежности к типу «рифтогенных» шошонитовых серий, хотя важно отметить, что с ростом калиевости пород содержание титана в них понижается. Возраст вулканитов серии установлен по конодонтам и соответствует позднему девону – раннему карбону (фамен–турне–ранее визе), то есть рифтинг здесь начался примерно 370 млн лет назад.

Последние импульсы рифтинга связывают с формированием греховской свиты и ее аналогов, которые целиком относится уже к визейскому ярусу (каменск-уральский горизонт), то есть к уровню примерно 335 млн лет назад.

Завершение рифтинга

Окончание рифтогенеза связано со сменой режима растяжения на режим сжатия, который фиксируется внутривизейской фазой складчатости в пределах Восточно-Уральской мегазоны [Тевелев и др., 2022]. В основании верхневизейско-серпуховского чехла, который залегает на рифтогенных комплексах со структурным несогласием, локально располагается солнечная толща, имеющая возраст не древнее возраста каменск-уральского горизонта. Однако повсеместно чехол представлен вышележащей биргильдинской поздневизейско-серпуховской карбонатной свитой. Кроме того, тот же уровень фиксируется по возрасту куйбасовского плутонического комплекса, сформированного уже в условиях сжатия.

Границы палеорифта

Ареал распространения рифтогенных комплексов обычно ограничивают областью распространения раннекаменноугольных вулканитов контрастной серии в пределах Центрально-Магнитогорской зоны. Вместе с тем аналогичные комплексы распространены и в Восточно-Уральской ме-

газоне (березиновская и таяндинская толщи), и в Уйско-Новооренбургской зоне (полоцкая толща).

Выводы

Таким образом, время начала рифтинга в разных частях Южного Урала, определенное по различным маркерам, имеет разброс от начала фаменского века до середины турнейского. Завершение рифтогенеза повсеместно приходится на середину визейского века, то есть его продолжительность колеблется от 15 до 35 млн лет. Основным геохимическим признаком «рифтогенности» пород является повышенное содержание титана в базальтоидах. Площадное распространение рифтогенных комплексов позволяет говорить о рассеянном характере рифтинга и большей протяженности Магнитогорско-Богдановского палорифта в северном направлении. Особый интерес для дальнейших исследований представляет определение направления смещения локальных зон рифтогенеза в процессе развития палеорифта.

Литература

1. *Коптев Е.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В. и др*. Механизм внедрения раннекаменноугольного Неплюевского массива по петромагнитным данным (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 35–45.

2. *Мосейчук В.М., Сурин Т.Н., Яркова А.В., Кашина Л.В*. Магнитогорское рудное поле. Путеводитель геологической экскурсии по основным месторождениям Магнитогорского рудного поля. Уфа: УНЦ РАН, 1995. 24 с.

3. *Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др*. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 222 с.

4. *Пучков В.Н*. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

5. *Салихов Д.Н., Яркова А.В*. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегантиклинория. Уфа: УНЦ РАН, 1992. 142 с.

6. *Сурин Т.Н*. Шошонитовый магматизм Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы (Южный Урал): петрология, геохимия и геодинамическая интерпретация // Петрология и геодинамика геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании. Труды XIV Всероссийского петрографического совещания, Санкт-Петербург, 2025. С. 358–359.

7. *Тевелев А.В., Борисенко А.А., Соболев И.Д. и др*. Ареал проявления внутривизейской фазы тектогенеза в восточных зонах Южного Урала (по дан-

ным U–Pb-датирования детритовых цирконов из солнечной толщи верхнего визе) // Вестник Моск. ун-та. Серия 4: Геология, Изд-во Моск. ун-та. 2022. № 5. С. 47–56.

8. *Тевелев А.В., Правикова Н.В., Борисенко А.А. и др*. Первые результаты U-Pb-датирования цирконов из раннекаменноугольных вулканитов Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) и проблема изотопного возраста щелочных гранитоидов // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2023. С. 143−147.

9. *Тевелев А.В., Соболев И.Д., Борисенко А.А. и др*. Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 6. С. 40–48.

10. *Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В*. Сопряженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 5. С. 653–655.

11. *Pravikova N.V., Tikhomirov P.L., Tevelev A.V. et al*. Magma Chemistry and Tectonic Controls of Volcanic Activity in the Southern Ural Area during Early Carboniferous Time // Minerals. 2023. V. 13. V. 258. P. 2–21.

Е.Н. Терехов[1,2], А.Б. Макеев[3]

Тектоническая обстановка в период предрифейского перерыва и роль вторичных кварцитов в формировании базальных горизонтов рифейских разрезов обрамления Балтийского щита

Период, разделяющий этап завершения формирования комплексов и структур фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и этапа начала накопления рифейских толщ, слагающих базальные уровни ее чехла, т.е. предрифейский перерыв, маркирует собой кардинальную смену режимов развития платформы. В связи с выявлением на ВЕП месторождений типа «несогласия» [1], приуроченных к подошве рифейских стра-

[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

тифицированных образований, значение выявления деталей и особенностей палеогеодинамических и палеогеографических обстановок во время предрифейского перерыва значительно возросли. Однако возможность расшифровки этого эпизода развития ВЕП объективно ограничена тем обстоятельством, что реальные взаимоотношения комплексов фундамента и базальных уровней чехла доступны прямому геологическому изучению лишь в весьма редких случаях.

В северной части ВЕП известно лишь несколько обнажений, где можно непосредственно наблюдать и изучать контакт раннедокембрийских образований фундамента и основания разреза рифея. Это отдельные обнажения в полосах Варангер фиорд – мыс Святой Нос [7, 8] и между п-вом Турий Мыс и устьем р. Поной [2], а также в южной части щита от Ладожского озера через Финский залив к структуре Сатакунта [9]. В этих обнажениях в основании рифея с резким угловым несогласием залегает маломощный (от 0.5 до 2.0 м) горизонт сцементированных кварцевых галечников, местами конгломератов.

В большинстве случаев, особенно в южном обрамлении щита, наблюдается контраст между породами основания рифея и раннедокембрийским фундаментом (кварцевые конгломераты и силикатные породы). Другой особенностью кварцевых конгломератов в основании рифейского разреза является отсутствие в их цементе детритового циркона по возрасту близкому к началу рифейского осадконакопления в данном месте. К этому надо добавить то, что кварцевая галька в основании большинства рифейских разрезов региона представлена не чистым, так называемым, «льдистым» кварцем, характерным для кварцевых жил метаморфических толщ, а разностями более характерными для зон вторичного окварцевания (силкреты, силициты, халцедоны, опоковидные и скрыто-кристаллические, часто зональные кремнистые разности).

Контраст между породами основания рифея (например, хогланская серия) и палеопротерозойским фундаментом в южной части Балтийского щита может быть объяснен тем, что в предрифейский период существовал плащеобразный поверхностный «слой» существенно кварцевого состава, который в значительной мере был переработан и сохранился только на о. Б. Тютерс [5]. Это проявление вторичных кварцитов расположено на самой границе щита, где в 1 км южнее его известны вендские отложения, которые, вероятно, перекрывали не только этот участок, но и значительно большую площадь. Отсутствие в породах из базальных горизонтов рифея **dZr** с возрастом 1.87–1.65 млрд лет, указывает на наличие пенеплена и на отсутствие заметных орогенических движений в начале раннего рифея, которые проявились только к середине раннего рифея в районе Ладожского озера и значительно позже в р-не Кольского полуострова. Остатки пенеплена на о. Б.Тютерс сохранились благодаря его приуроченности к

границе щита и непосредственно вблизи выходов чехольного комплекса вендского возраста.

Понятие «вторичные кварциты» для обозначения высококремнистых и ассоциирующих с ними высоглиноземистых метасоматитов образованных при эксгаляционной деятельности вулканов извергающих кислые и средние по составу лавы, закрепился в литературе под влиянием отечественных геологов, в основном благодаря работам Н.И. Наковника, и в значительной мере на примере Центрального Казахстана [4]. Считается, что вторичные кварциты встречаются в островных вулканических дугах и окраинно-континентальных вулканических поясах фанерозойского времени [3].

Существенным источником обломочного материала для раннерифейских конгломератов хогланской толщи на о. Гогланд могли быть кварциты, аналогичные кварцитам о. Б. Тютерс. Если такое предположение верно, то циркон из этих кварцитов был аккумулирован в основание хогландской серии. Характер распределения возрастов **dZr** из вторичных кварцитов о. Б. Тютерс в Финском заливе изучен по двум пробам. В пробе ГТ21/5 получен довольно широкий спектр возрастов, которые сгруппированы в два крупных кластера с пиками: 1832 и 1903 млн лет. Такие значения возраста типичны для двух периодов проявления термальных событий, характерных для Свекофеннской складчатой области. Наличие менее выразительных возрастных пиков: 1991, 2056, 3036 млн лет, может указывать на первичную метаосадочную природу протолита вторичных кварцитов, в состав которого могли входить породы ладожской серии или их вещественные аналоги близкого возраста. В распределении возрастов **dZr** из вторичных кварцитов о. Б. Тютерс, охарактеризованных пробой ГТ22/2, проявлен один несколько «размытый» возрастной пик – 1890 млн лет. Этот пик по возрасту хорошо соответствует эпохе максимальной магматической активности в Свекофеннской области. Вероятно, что протолитом этих вторичных кварцитов была магматическая порода.

Как показывают исследования, типичные проявления вторичных кварцитов слагают близповерхностные пластовые, плащеобразные тела, мощностью от первых до сотен метров. По определению Н.И. Наковника [4] вторичные кварциты являются продуктом приповерхностной трансформации преимущественно вулканогенных и терригенных пород газовыми и газово-жидкими флюидами кислых субвулканических экструзий и интрузий щелочного ряда. Это осветленные окварцованные или опализированные (в молодых системах) породы, состоящие из кварца, халцедона, опала с различными типами рудной минерализации, в том числе и золота.

В классических примерах вторичных кварцитов, в структуре их залежей выделяется пластовая часть, образование которой контролируется зеркалом грунтовых вод. Кровля залежей имеет выдержанное пологое залегание, а подошва залежей менее выдержана и иногда испытывает погружения, об-

разуя карманы и килевидные углубления, маркирующие местоположение экзогенной и эндогенной питающих систем. В пластовых частях залежей вторичных кварцитов выделяются их головная и хвостовая зоны. Корневые зоны трещинного типа, располагающиеся гипсометрически ниже подошвы пластовой части и занимают незначительный объём в общей структуре кварцитов, но они важны с практической точки зрения, так как к ним часто приурочена рудная минерализация. Собственно вторичные кварциты за редким исключением безрудные, хотя они весьма перспективны на высокочистое кварцевое сырьё и служат индикаторами рудной минерализации на глубине, которая контролируется головной зоной пластовой части залежи и корневыми структурами трещинного типа [3]. Кварцевые породы на о. Б. Тютерс пронизаны железо-глиноземистыми метасоматитами, содержащими высокие концентрации лития (до 400 г/т) [6].

Все типы вторичных кварцитов, независимо от их минерального состава, судя по условиям залегания и термобарометрическим данным образуются в близповерхностной обстановке при давлении около 100 бар [3], поэтому они могли быть своеобразным чехлом, который препятствовал попаданию силикатных пород свекофеннского фундамента в основание рифейского разреза и только после эрозии или разрушения этого чехла тектоническими процессами, более глубинные образования появились в зоне осадконакопления.

Работа выполнена в рамках госзадания ГИН РАН, ИФЗ РАН и ИГЕМ РАН.

Литература

1. *Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б., Пинский Э.М.* Урановые месторождения и провинции типа несогласия // Региональная геология и металлогения. 2014. № 60. С. 52–59.

2. *Кузнецов Н.Б., Балуев А.С., Терехов Е.Н., Романюк Т.В., Колодяжный С.Ю.* О времени формирования Кандалакшского и Керецкого грабенов палеорифтовой системы Белого моря в свете новых данных изотопной геохронологии // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 3. С. 570–607. DOI: 10.5800/GT-2021-12-3-0540.

3. *Мишин Л.Ф., Бердников Н.В*. Индикаторная роль высокоглиноземистых вторичных кварцитов при поисках рудных месторождений // Руды и металлы. 2010. 3. 14–24.

4. *Наковник Н.И*. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. М.: Недра, 1968. 335 с.

5. *Терехов Е.Н., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Макеев А.Б., Матвеев М.А., Новикова А.С., Дубенский А.С.* U-Pb возраст циркона из палеопротерозойских вторичных кварцитов о. Большой Тютерс и песчаного матрикса конгломератов

раннерифейской хогландской серии о. Гогланд (Финский залив): особенности предрифейского перерыва в осадконакоплении на северо-востоке Восточно-Европейской платформы // Геодинамика и тектонофизика. 2024. Т. 15. № 4. 0766 https://doi.org/10.5800/GT-2024-15-4-0766.

6. *Терехов Е.Н., Макеев А.Б., Окина О.И., Матвеев М.А., Новикова А.С.* Геохимия вторичных кварцитов и проблема литиевого обогащения ассоциируемых с ними пород о-ва Б. Тютерс (Финский залив, Россия) // Литосфера. 2025. Т. 25. № 5. С. 1120–1141. https://doi.org/10.24930/2500-302X-2025-25-5-1120-1141. EDN: HNXQPW

7. *Chistyakova A.V., Veselovskiy R.V., Semenova D.V.* Provenance and Age Constraints of the Riphean Sandstones from the Ivanovsky Graben (the Kola Peninsula) Based on the U-Pb LA-ICP-MS Dating and Raman Spectroscopy of Detrital Zircon // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13. N 5. P. 0669. doi:10.5800/GT-2022-13-5-0669.

8. *Mikhailenko Yu.V., Soboleva A.A., Hourigan J.K.* U-Pb Age of Detrital Zircons from Upper Precambrian Deposits of the Sredni and Rybachi Peninsulas (Northern Margin of the Kola Peninsula) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2016. V. 24. P. 439–463.

9. *Pokki J., Kohonen J., Lahtinen R., Rämö O.T., Andersen T.* Petrology and provenance of the Mesoproterozoic Satakunta formation, SW Finland. Geological Survey of Finland, Report of Investigation. 2013. V. 204. 47 p.

Д.Е. Трапезников[1]

Некоторые особенности тектоники среднего сегмента Предуральского прогиба

Предуральский краевой прогиб – протяженная и узкая отрицательная структура, протягивающаяся вдоль западного борта Урала, сформировавшаяся в конце карбона – начале перми [3]. В пределах прогиба выделяют несколько впадин, разделенных поперечными поднятиями. В литературе можно встретить разное количество впадин и поднятий, причем одни и те же структуры могут называться по-разному. Границы структур, как и сама граница Предуральского прогиба, достаточно условны. Тем не менее в структуре прогиба четко выделяются Южноуральский, Среднеуральский и Североуральский сегменты, которые в рамках данной работы предлага-

[1] Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

ем обозначить как мегавпадины, чтобы отличать от одноименных впадин меньшего масштаба.

Южноуральская, или Бельская мегавпадина, расположена напротив Южного Урала. На юге она переходит Прикаспийскую синеклизу, а на севере ограничена Ашинским левым сдвигом [4] горстово-надвиговой структуры Каратау, где на поверхности обнажаются породы палеозоя и рифея. Южноуральскую мегавпадину обычно делят на Бельскую и Мраковскую впадины с Шихано-Ишимбайской седловиной между ними.

Среднеуральская, или Уфимско-Соликамская мегавпадина, расположена напротив Среднего и частично Северного Урала. На юге она ограничена упомянутой выше горстово-надвиговой структурой Каратау и Симской мульдой, а на севере горстово-надвиговой структурой Полюдово-Колчимского антиклинория [2], в котором также обнажаются отложения рифея и палеозоя. Среднеуральскую мегавпадину обычно разделяют на Соликамскую и Юрюзано-Сылвинскую впадины с Косьвинско-Чусовской седловиной между ними.

Североуральская, или Верхнепечорская мегавпадина, расположена к северу от Полюдово-Колчимского антиклинория, и протягивается вдоль Северного и Полярного Урала. Североуральскому сектору соответствует Верхнепечерская впадина, а Полярному – Большесыннинская и Косью-Роговская и Коротаихинская впадины. Их разделяют Среднепечорское и Воркутинское поперечное поднятие и гряда Чернышева.

Стоит отметить, что Южноуральская и Среднеуральская мегавпадины располагаются в пределах древней Восточно-Европейской платформы (восточный борт Балтики), а Североуральская – на более молодой Тимано-Печорской платформе.

Кроме того, существует номенклатурная проблема, например, Среднеуральская или Уфимско-Соликамская мегавпадина, имеет несколько вариантов деления на внутренние структуры, зачастую это обусловлено человеческим фактором, например, пермские геологи выделяют Соликамскую и Юрюзано-Сылвинскую впадины с Косьвинско-Чусовской седловиной (ранее, нами был использован также этот вариант, вероятно, в силу привычки). Уфимские геологи чаще используют название Юрюзано-Айская впадина, вместо Юрюзано-Сылвинской, также встречаются варианты выделения Айской и Сылвинской впадин, вместо Юрюзано-Сылвинской. Среднеуральскую мегавпадину, также называют по-разному, встречаются несколько вариантов: Соликамская, Юрюзано-Сылвинская, Уфимо-Соликамская и Предсреднеуральская. Кроме этого, одни авторы используют понятие впадина, а другие депрессия. Такое разнообразие наименований лишь увеличивается, и затрудняет дальнейшую работу.

Разделение прогиба на три сегмента – мегавпадины, на наш взгляд, оптимальнее. Во-первых, каждая из мегавпадин достаточно четко отде-

ляется от остальных положительных структур сдвиго-горстового характера, в которых обнажаются значительно более древние породы, обычно рифейские, ярко выделяющиеся на фоне пермских. Во-вторых, границы этих структур разломные, что позволяет выделять границы с высокой детальностью. В-третьих, мегавпадины существенно отличаются друг от друга по ряду геологических характеристик, что в свою очередь упрощает районирование внутри каждой структуры.

В пределах Среднеуральской мегавпадины по кровле артинских отложений выделяют две впадины и седловину между ними. Хотя эти же структуры прослеживаются и в карбоне, и девоне, и даже фундаменте. Особенно ярко на всех уровнях прослеживаются границы Косьвинско-Чусовской седловины, которая на всех структурных картах значительно приподнята над окружающими структурами. Седловина не ограничена Предуральским прогибом, а переходит без четкой границы в Пермский свод на Восточно-Европейкой платформе, который также прослеживается на всех структурных уровнях вплоть до фундамента. Обе смежные структуры прослеживаются и в современном рельефе в виде возвышенностей.

На северной границе Косьвинско-Чусовской седловины последние годы фиксируется большое количество сейсмических событий магнитудой 1–3 балла, локализованных преимущественно вдоль одной линии, с глубиной очагов землетрясений в основном на уровне 4–6 км [1].

Сопоставление этих фактов, позволяет предположить, что Косьвинско-Чусовская седловина возникла в результате неотектонических процессов и формируется и в наше время, а не является структурой Предуральского прогиба, так как возникла значительно позже. Это предположение, с одной стороны, подтверждается, с другой стороны, противоречит некоторым закономерностям распространения солей в Среднеуральской мегавпадине.

Соленосные отложения или галогенная формация Среднеуральской мегавпадины изучены подробнее остальных мегавпадин Предуральского прогиба. В частности, установлено, что основная масса раннепермских эвапоритов (как хлоридных солей, так и сульфатов в виде гипса и ангидрита), как и во всем Предуральском прогибе сосредоточена в кунгурских отложениях. Кроме того, мощные слои каменной соли достаточно широко развиты и в уфимских отложениях Соликамской впадины [5].

Отличаются и стратиграфические схемы кунгурского яруса для северной и южной частей. В Юрюзано-Сылвинской впадине, иренский горизонт подразделяют на 7 пачек: ледяно-пещерскую (гипс), неволинскую (доломит), шалашнинскую (гипс), ёлкинскую (доломит), демидковскую (гипс), тюйскую (доломит) и лунежскую (гипс). В Соликамской впадине иренскому горизонту соответствует одна березниковская свита, подразде-

ляющаяся на глинисто-ангидритовую и соляную толщи. Мощность солей здесь достигает 300–400 м. На большей части Соликамской впадины развиты калийные и калийно-магниевые соли, и эксплуатируется крупнейшее Верхнекамское месторождение на протяжении ста лет.

На первый взгляд, может показаться, что стратиграфически Соликамская и Юрюзано-Сылвинская впадина не имеют ничего общего, но анализ достаточно большого массива буровых данных позволяет выделить каменные соли в пределах ледяно-пещерской, шалашнинско-демидковской пачек на протяжении большей части Среднеуральской мегавпадины. В плане соли развиты в виде узкой полосы как в Соликамской, так и Юрюзано-Сылвинской впадинах, а также в Косьвинско-Чусовской седловине. Этот факт подтверждают гипотезу о том, что в раннеиренское время (долунежское) Среднеуральская мегавпадина не была разделена на отдельные осадочные бассейны.

Отдельного внимания заслуживает южная граница распространения солей этих пачек, которая ограничена Уфимским плато. Неотектоническая структура Уфимского плато, на наш взгляд представляет собой асимметричный горст, или полугорст, с резко приподнятым восточным крылом по Красноуфимскому разлому, и полого погружающимся на запад западным крылом. Резкое утыкание соляной линзы в структуру Уфимского плато и Красноуфимский разлом, позволяет предположить, что галогенные отложения иренского горизонта могли присутствовать значительно южнее современного уровня, но были размыты в результате формирования Уфимского плато в неотектонический этап. Не исключено, что бассейн соленакопления мог продолжаться и южнее, на территории Южноуральской мегавпадиной, где мощности солей значительно больше.

На общем фоне распространения солей резко выделяется площадь развития соляной толщи березниковской свиты в Соликамской впадине. Соли развиты только в пределах впадины и прерываются вдоль северной границы Косьвинско-Чусовской седловины. Южнее, встречаются только мощные отложения гипсов или ангидритов лунежской пачки.

Это указывает на то, что в лунежское время произошла структурная перестройка Среднеуральской мегавпадины, и она разделилась на два бассейна, в северном – Соликамской впадине, началось компенсированное накопление мощной трехсотметровой толщи солей, а в южном – Юрюзано-Сылвинской впадине, накапливались лишь десятки метров гипсов.

Кроме того, возможность выделения отдельных пачек на территории Соликамской впадины, позволяет утверждать, что глинисто-ангидритовая толща березниковской свиты соответствует ледяно-пещерской, неволинской, шалашнинской, ёлкинской, демидковской и тюйской пачкам, а соленосная толща соответствует лунежской пачке. Это позволяет предполагать, что выделение березниковской свиты излишне.

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. *Баранов Ю.В., Голубева И.В*. Активная сейсмическая зона «Таборы» // Горное эхо. 2013. № 3. С. 69–72. https://doi.org/10.7242/echo.2023.3.9

2. *Попов А.Г*. Глубинный геологический разрез и тектоника Северного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. 2017. № 16. С. 26–34. https://doi.org/10.17072/psu.geol.16.1.26

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

4. *Тевелев Ал.В., Прудников И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Володина Е.А*. Кинематическая модель формирования Симской мульды Предуральского краевого прогиба // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2018. № 2. С. 23–32.

5. *Трапезников Д.Е*. Галогенные отложения уфимского яруса в пределах Соликамской впадины // Литосфера. 2018. №18(2). С. 223–234. https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-223-234

А.А. Третьяков[1], К.Е. Дегтярев[1], А.Н. Журавлев[1], А.С. Вологина[1], Н.А. Каныгина[1], Т.Ю. Толмачева[1]

Средне-верхнеордовикский вулканогенно-осадочный островодужный комплекс Урумбайской зоны Северного Казахстана

Структурный план каледонид Северного Казахстана определяется сочетанием террейнов с докембрийской континентальной корой (Кокчетавский, Ишкеольмесский, Еременгау-Ниязский) и раннепалеозойских, в строении которых участвуют комплексы островных дуг различного типа и бассейнов с океанической корой [2, 8]. При этом здесь наиболее широко распространены средне- и позднеордовикские стратифицированные и плутонические

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

образования, формирование которых связано с эволюцией крупной Чингиз-Северотяньшаньской островной дуги, имевшей сложно построенный гетерогенный фундамент. Вулканические комплексы ее фронтальной области и вулканогенно-осадочные толщи тылового прогиба участвуют в строении более западной Степнякской зоны, а флишевые и грубообломочные толщи, характерные для преддугового прогиба, развиты в основном восточнее – в Селетинской зоне. Плутонические образования, завершающие эволюцию средне-верхнеордовикской островодужной системы, представлены крупными тоналит-гранодиоритовыми интрузивами крыккудукского комплекса, формировавшимися в интервале верхов сандбийского века позднего ордовика – аэронского века лландоверийской эпохи силура [2, 4].

В строении Ирадырской и Урумбайской зон, которые вместе с Ишкеольмесским террейном расположены между Степнякской и Селетинской зонами, участвуют в основном кембрийско-нижнеордовикские вулканогенно-осадочные, кремнисто-базальтовые и кремнисто-терригенные комплексы, формировавшиеся в пределах энсиматических островных дуг и бассейнов с океанической корой. Ранее предполагалось, что эти образования входят в состав фундамента Северо-Казахстанского сегмента Чингиз-Северотяньшаньской основной дуги, а развитые в Ирадырской и Урубайской зонах терригенные и терригенно-карбонатные толщи имеют позднеордовикский возраст и формировались после завершения островодужного вулканизма [2].

Проведенное в последние годы изучение комплексов Урумбайской зоны позволило установить, что в ее северо-западной части широко распространены средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи, возраст которых близок к образованиям Степнякской зоны.

Эти образования выявлены к югу от оз. Медет и Камышан, откуда прослеживаются на север до ур. Жаганар и далее на запад в район рудного поля Аксу (месторождения Кварцитовые горки и Южное Аксу).

К югу от оз. Медет и Камышан и далее до ур. Жаганар вулканогенные толщи слагают южное и восточное крылья крупной антиклинали, где подстилаются кремнистыми и кремнисто-сланцевыми породами верхнеурумбайской свиты, в которых собраны конодонты верхнего кембрия и граптолиты низов среднего ордовика [1, 7]. Контакты вулканитов с кремнистыми породами урумбайской свиты, как правило, не обнажены. К югу от оз. Медет и Камышан вулканогенная толща перекрывается мощной толщей туффитов, кремнистых туффитов и туфоалевролитов, в низах разреза которой собраны конодонты Periodon aculeatus и Drepanodus arcuatus, характерные для середины дарривильского века среднего ордовика.

На этом участке вулканогенная толща в основном сложена порфировыми андезитами с редкими потоками риолитов, прослоями туфов и туфоконгломератов, в районе ур. Жаганар среди вулканитов встречаются

линзы песчанистых и водорослевых известняков. Общая мощность вулканогенного разреза может достигать 500–600 м. В районе ур. Жаганар из линзы известняков (проба Д-11130) выделены конодонты раннего дарривилия [7], а для порфировых риолитов из разреза к югу от оз. Медет и Камышан получена U-Pb оценка возраста их формирования (проба Z-2401) 462±3 млн лет.

В районе рудного поля Аксу вулканогенно-осадочная толща принимает участие в строении месторождений Кварцитовые Горки, Аксу-2 и рудопроявления Вера.

На месторождении Кварцитовые Горки вулканогенно-осадочные породы развиты в его западной части, где слагают крупную пластину, имеющую тектонические взаимоотношения с углеродистыми сланцами, алевролитами и фтанитами продуктивной кварцитогорской свиты среднего кембрия [3, 5]. Здесь в вулканогенно-осадочном разрезе, ранее относимом к аксуйской свите нижнего ордовика [3], преобладают кристаллокластические туфы основного состава, гравелиты, конгломераты с обломками порфировых андезитов, известковистых песчаников, полевошпатовых и кремнистых алевролитов, чередующиеся с плагиоклаз-порфировыми базальтами.

На месторождении Аксу-2 и рудопроявлении Вера вулканогенно-осадочные породы испытали контактовое воздействие Южно-Аксуйского многофазного интрузива, контролирующего кварцево-жильное оруденение [3] и превращены в роговики амфиболитовой фации.

Изучение циркона в цементе туфоконгломератов (проба АК-2419) и в туфах основного состава (проба АК-2422) из карьеров месторождения Кварцитовые горки показало, что популяции имеют узкие диапазоны оценок возраста с максимумами ~452 и 465 млн лет соответственно.

Таким образом, в строении Урумбайской зоны, наряду с энсиматическими вулканогенными комплексами кембрия и нижнего ордовика [1, 6], участвует вулканогенно-осадочная толща, формирование которой происходило в течение дарривильского яруса среднего ордовика – сандбийского яруса верхнего ордовика.

Особенности химического состава эффузивных пород позволяют выделить в этой толще две петрохимические серии. Породы первой серии объединяют андезибазальты, андезиты, дациты и риодациты известковистой серии (MALI -4.5–5.7), которые характеризуются преимущественно низкой глиноземистостью (ASI 0.72–1.15) и железистостью (FeO*/(FeO*+MgO) 0.53–0.81). Вторая серия объединяет трахидациты, дациты и риолиты с более широкими вариациями щелочности (MALI -5.2–6.8), железистости (FeO*/(FeO*+MgO) 0.64–0.83) и повышенной глиноземистостью (ASI 0.89–1.42). При этом породы обеих серий обладают близким распределением редких и редкоземельных элементов с незначительным обогащением легкими РЗЭ на фоне обеднения Nb и обогащения Rb, Ba,

Th, что предполагает участие в их образовании вещества надсубдукционной мантии. По соотношению Rb–Y+Nb разности среднего и кислого состава близки к гранитоидам островных дуг.

Полученные данные позволяют считать среднеордовикский комплекс Урумбайской зоны по возрасту и особенностям состава близок к вулканогенно-туфогенной дифференцированной базальт-андезибазальт-андезит-дацитовой сагской серии среднего дарривилия – санбия, распространенной западнее – в Степнякской зоне [2].

Характерной особенностью среднего-верхнордовикских вулканогенно-осадочных пород Урумбайской зоны является присутствие в них более древнего обломочного циркона, среди которого резко преобладают зерна с неопротерозойскими (максимумы 564, 593, 614, 638, 683 и 745 млн лет) оценками возраста. Единичные зерна имеют мезо- и палеопротерозойские возрасты. Эти данные позволяют предполагать, что в строении глубоких горизонтов коры Урумбайской зоны могут участвовать магматические, возможно островодужные, комплексы как криогения–эдикария, так и более древнего возраста. Эти докембрийские образования, тектонически совмещенные с комплексами кембрийско-нижнеордовикской энсиматической островной дуги, составляют фундамент, на котором происходило формирование средне-позднеордовикского вулканогенно-осадочного комплекса. Гетерогенная природа этого фундамента подтверждается данными об изотопном составе Nd среднеордовикских андезитов и риолитов: $\varepsilon_{Nd}(t)$ – 4.7–5.2; $t_{Nd}^{(DM)}$ – 0.9–1.2 млрд лет, который свидетельствует о значительной роли докембрийской коры в формировании этих пород.

Работа выполнена по теме госзадания ГИН РАН № 123032400058-6.

Литература

1. *Борисенок В.И.* Стратиграфия раннегеосинклинальных комплексов Ишкеольмесского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 132–164.

2. *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

3. Золоторудные месторождения СССР. Т.II. Геология золоторудных месторождений Казахстана и Средней Азии. М.: ЦНИГРИ, 1986. 288 с.

4. *Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д.* Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: обоснование возраста и структурное положение // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 222–226.

5. *Спиридонов Э.М., Новикова М.З., Филипьев М.П., Светлов К.В., Соколова Н.Ф.* Геологическое строение и возраст месторождения «Кварцитовые

Горки» в Северном Казахстане // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1973. Т. 43. Вып. 5. С. 159–160.

6. *Спиридонов Э.М., Сигачев С.П., Ившин Н.К., Минервин О.В., Булыго Л.В., Пославская И.А.* Специфика островодужного комплекса тремадока Северного Казахстана // ДАН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 415–420.

7. *Толмачева Т.Ю.* Биостратиграфия и биогеография конодонтов ордовика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2014. 264 с.

8. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

В.Г. Трифонов[1], С.Ю. Соколов[1], М.А. Федонкин[1]

Роль водорода в образовании и подъеме мантийных плюмов

Перемещение литосферных плит обусловлено общемантийной конвекцией, дополняемой верхнемантийной конвекцией. Предложена модель общемантийной конвекции [18], согласно которой ее восходящими ветвями являются Африканский и Тихоокеанский суперплюмы. Латеральные ветви конвекции расположены в подлитосферной мантии. Нисходящие ветви обеспечены не только зонами субдукции, преодолевшими барьер переходного слоя мантии, но и деламинированными и погружающимися объемами нижней части земной коры и литосферной мантии, метаморфически измененными до плотностей, превосходящих плотности окружающей мантии. Скорости их погружения почти на порядок уступают расчетным скоростям подъема плюмов, но большой объем уплотненных горных пород обеспечивает баланс восходящих и нисходящих ветвей конвекции.

Критической для моделей общемантийной конвекции является вязкость нижней мантии. Приложение результатов экспериментов и моделирования поведения силикатов в верхней мантии к решению уравнений конвекции показывает возрастание вязкости в нижней мантии до 10^{24}–10^{25} Па, что делает конвекцию неэффективной. Чтобы сделать ее возможной, приходится изменять значения расчетных параметров [20]. Но даже в этом случае низ-

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

кая скорость восходящих потоков плохо согласуется с эволюцией земной коры, предполагающей более быструю реакцию на процессы в мантии. Ускорить движение восходящих мантийных потоков может присутствие в них водорода. Наша цель – обосновать возможность его присутствия в мантийных плюмах и связанных с этим геодинамических эффектов.

Среди мантийных плюмов различаются суперплюмы, внутримантийные и верхнемантийные плюмы. Африканский и Тихоокеанский суперплюмы восходят от границы ядра и мантии (~2900 км) и имеют наибольшую площадь распространения в низах мантии, а выше представлены отдельными потоками. Наклонные и сублатеральные потоки на уровне верхней мантии и верхов нижней мантии обусловливают движение литосферных плит и оказывают глобальное тектоническое воздействие. Подлитосферные потоки движутся со скоростями от 5 до 15 см/год [18].

Внутримантийные плюмы охарактеризованы нами на примере субмеридионального ряда плюмов Центральной и Юго-Восточной Азии, с севера на юг Хангайского, Тибетского и Мьянма–Юньнань [15, 19]. Они восходят из верхов нижней мантии 1200–1600 км и имеют форму, близкую к опрокинутому конусу, т.е. наибольшую площадь с наиболее низкими скоростями сейсмических волн на уровне верхней мантии. Над плюмами происходит подъем земной поверхности, который над Хангайским плюмом сопровождается поясом окружающих впадин. Кровля плюмов местами поднята выше глубины 60 км, «съедая» мантийную часть литосферы. С плюмами связан внутриплитный базальтовый вулканизм [21]. К числу внутримантийных принадлежит Исландский плюм.

Примерами верхнемантийных плюмов являются горячие объемы мантии под островными дугами и задуговыми морями Восточной и Юго-Восточной Азии. Они являются восходящими ветвями верхнемантийной конвекции, и, в отличие от внутримантийных плюмов, не образуют поднятий земной поверхности.

Выделения молекулярного водорода на поверхности суши и его включения в горных породах обнаружены в разных геологических условиях [44]. Выявлено несколько источников образования водорода в земной коре и ее верхних горизонтах: (1) серпентинизация оливина ультраосновных пород; (2) природный радиолиз воды; (3) разложение органического материала; (4) биологическая активность; (5) антропогенная деятельность. Наиболее значимым считают окисление ультраосновных пород (прежде всего, оливина) при серпентинизаци [27, 31]. Оливин является твердым раствором из форстерита Mg_2SiO_4 и фаялита Fe_2SiO_4 с Fe^{2+}. При взаимодействии форстерита и части фаялита с водой образуется серпентин:

$$3Mg_2SiO_4 + 2H_2O \rightarrow Mg_3Si_2O_5(OH)_4.$$

Но при переходе двухвалентного железа фаялита в трехвалентное выделяется водород:

$$3Fe_2SiO_4 + 2H_2O \rightarrow Fe_3O_4 + 3SiO_2 + 2H_2.$$

Вместе с тем, отмечены приуроченность выделений водорода к зонам глубинных разломов и рифтам и возрастание его содержания с глубиной в глубоких скважинах [2, 16, 17, 41]. На присутствие водорода в верхней мантии указывает его наличие в кимберлитах и включениях в алмазах [11, 12, 16, 38], причем обосновывается многократное возрастание его содержания с глубиной [11]. Показателем глубинного мантийного источника является выделение водорода в гидротермах Исландии над внутримантийным плюмом [5].

О содержании водорода в верхней мантии можно косвенно судить по содержанию гелия, коэффициент корреляции между которыми составляет 0.6–0.7 в продуктах дегазации [3, 10]. Повышенные содержания мантийного гелия ^{3}He, превосходящее его содержание в продуктах вулканизма зон спрединга ($R = {}^3He/{}^4He = (11.5\pm1)\cdot10^{-6}$ [30]), характерно для Тихоокеанского суперплюма ($R = 21\cdot10^{-6}$ в влк. Килауеа на Гавайях [23]) и Исландского внутримантийного плюма ($R = 35\cdot10^{-6}$ [4]), расположенных под океанической литосферой. Покрышка в виде континентальной литосферы снижает R, и оно составляет в среднем $(12.2–14.5)\cdot10^{-6}$ (до $24.5\cdot10^{-6}$) на севере Африканского суперплюма (Афар и Северо-Эфиопский рифт [35]) и $(11.2–12)\cdot10^{-6}$ на севере Хангайского внутримантийного плюма (Тункинская впадина и Хамар-Дабан [8, 13]). В других частях Хангайского плюма, где земная кора достигает мощности 60 км, снижение R больше.

Господствующая теория предполагает преимущественно силикатный ультраосновной состав нижней мантии и железно-никелевый состав ядра Земли [1]. Водороду в них нет места. Существует альтернативная гипотеза о значительном содержании водорода на этих глубинах в виде атомов, молекул и гидридов [6]. В последние годы набирает сторонников промежуточная гипотеза, разделяемая авторами данного сообщения, согласно которой при преимущественно силикатном составе нижней мантии и железно-никелевом составе ядра содержание водорода в них повышено. Обосновываются восстановительная среда в значительной части мантии, возможности присутствия в ней водорода в виде гидридов и в составе минералов [14, 26, 34, 42, 43]. Добавка долей весового процента водорода удовлетворяет плотностным и сейсмическим параметрам внешнего ядра [39] и решает проблему дефицита плотности ядра [33].

Выявлена положительная корреляция между тепловым потоком и содержанием гелия и, соответственно, водорода [9]. Показательна в этой связи повышенная температура суперплюмов как восходящих ветвей мантийной конвекции [7]. Мы полагаем, что химическая суть мантийной кон-

векции состоит в том, что ее восходящие ветви (плюмы) являются более восстановительной средой, чем нисходящие ветви конвекции. Первые могут содержать повышенные концентрации водорода, тогда как во вторых водород присутствует в виде воды, количество которой убывает книзу.

Водород разноглубинных плюмов имеет разные источники питания. В суперплюмах, восходящих от границы ядра и мантии, содержатся водород и гидриды, поступающие из земного ядра и слоя D″. Корни внутримантийных плюмов типа Хангайского и Тибетского находятся на глубинах 1200–1600 км. Источником водорода в них, помимо поступлений из ветвей суперплюмов, может быть распад гидридов, теряющих устойчивость выше 1600 км [14]. В переходном слое мантии решающее значение приобретают водные флюиды, возникающие при соединении гидроксильных групп вадслеита и рингвудита [28, 37] с глубинным водородом. Они насыщают восходящие ветви верхнемантийной конвекции.

Исследовалось воздействие водорода и его соединений на состояние и деформационные свойства пород мантии. В условиях верхней мантии добавление 0.1% воды уменьшает температуру солидуса перидотита на 200 °C [24]. Основным механизмом влияния водорода на реологические свойства минералов и горных пород является внедрение водорода в форме молекул H_2 и гидроксильных ионов, OH^- в кристаллическую решетку минералов, облегчающее дислокации скольжения. Водород снижает энергию активации дислокационной ползучести через кристаллическую решетку.

Экспериментальные работы с оливином показали снижение его прочности на порядок при добавлении воды [29]. В работе [25] приводятся данные об упругих свойствах монокристалла водного рингвудита (содержание воды ~2.2 wt%) для образцов, синтезированных при давлении 19 ГПа и температуре 1300 °C. Модули упругости гидрорингвудита уменьшаются по сравнению с безводным рингвудитом, что резко снижает скорости сейсмических волн, усиливается анизотропия их распространения. Подобный эффект присутствия воды установлен для перовскита нижней мантии [36].

Атомистическое моделирование [22, 40] показывает, как водород изменяет локальные межатомные связи и упругие свойства минералов, облегчая их пластическую деформацию. Кроме того, присутствие водорода увеличивает скорость диффузии кремния (Si) и кислорода (O), которые являются наименее подвижными атомами в силикатах. Тем самым формируется диффузионная ползучесть Набарро-Херринга (Nabarro-Herring creep), которая также является эффективным механизмом деформации. С увеличением содержания воды коэффициенты диффузии Si и O показывают экспоненциальный рост. Комбинированое действие облегченной дислокации в кристаллической решетке минералов и диффузионной ползучести существенно снижает вязкость горных пород. Таким образом,

на разных глубинах мантии присутствие водорода и/или воды понижает прочность горных пород и повышает их текучесть, ускоряя подъем мантийных плюмов.

Литература

1. *Виноградов А.П.* Проблемы геохимии и космохимии. Избранные труды. М.: Наука, 1988. 336 с.

2. *Войтов Г.И.* Восстановленные газы (углеводороды) в породах фундамента Русской плиты // Бюлл. МОИП. 1990. Т. 65. № 1. С. 44–61.

3. *Гусев А.П.* Газогеохимические эффекты современной геодинамической активности платформенных структур: на примере Юго-Восточной Белоруссии. Дис. … канд. геол.-мин. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 480 с.

4. *Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин Л.В.* Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. № 1. С. 172–175.

5. *Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Гидротермальная активность Исландии // Исландия и срединно-океанический хребет: Глубинное строение, сейсмичность и геотермальная активность. М.: Наука, 1977. С. 7–82.

6. *Ларин В.Н.* Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли). М.: Агар, 2005. 242 с.

7. *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.

8. *Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н.* Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1976. № 11. С. 1743–1746.

9. *Лысак С.В.* Тепловой режим континентальных рифтовых зон. Наука, Новосибирск, 1988. 200 с.

10. *Перевозчиков Г.В.* Поле водорода на месторождении Газли по данным геохимических исследований в нефтегазоносном регионе Средней Азии // Нефтегазовая геология: Теория и практика. 2012. № 7. С. 1–13.

11. *Перчук Л.Л.* Флюиды в нижней коре и верней мантии Земли // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2000. № 1. С. 25–35.

12. *Петерсилье И.А., Припачкин В.А.* Водород, углерод и гелий в газах изверженных горных пород // Геохимия. 1979. №. 7. С. 1026–1034.

13. *Поляк Б.Г.* Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 1–25.

14. *Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю.* Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.

15. *Соколов С.Ю., Трифонов В.Г.* Дуговые структуры и строение верхней мантии Центральной и Юго-Восточной Азии по данным сейсмотомогра-

фии и сейсмичности // Геотектоника. 2024. № 1. С. 28–47. DOI: 10.31857/S0016853X24010023.

16. *Сороченко М., Дроздов А.* Геохимические особенности природных газов алмазодобывающих рудников западной Якутии // Маркшейдерия и недропользование. 2010. Т. 49. № 5. С. 30–34.

17. *Сывороткин В.Л.* Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: Геоинформмарк, 2002. 250 с.

18. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Тектонические явления мезозоя и кайнозоя и геодинмические процессы, их определяющие // Геотектоника. 2018. № 5. С. 75–89.

19. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А, Мазнев С.В., Юшин К.И., Demberel S.* Хангайский внутримантийный плюм (Монголия): 3D модель, влияние на кайнозойскую тектонику и сравнительный анализ // Геотектоника. 2023. № 6. С. 94–129.

20. *Трубицин В.П.* Распределение вязкости в моделях мантийной конвекции // Физика Земли. 2016. № 5. С. 1–10.

21. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.* Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.

22. *Amodeo J., Merkel S., Tromas C., Carrez P., Korte-Kerzel S., Cordier P., Chevalier J.* Dislocations and Plastic Deformation in MgO Crystals: A Review // *Crystals*. 2018. V. 8. N. 240. P. 1–53.

23. *Craig H., Lupton J.* Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. N. 3. P. 369–385.

24. *Hirschmann M.* Water, Melting, and the Deep Earth H_2O Cycle // Annual Review of Earth and Planet. Sciences. 2006. V. 34. P. 629–653.

25. *Inoue T., Weidner D.J., Northrup P.A., Parise J.B.* Elastic properties of hydrous ringwoodite (g-phase) in Mg_2SiO_4 // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 160. P. 107–113.

26. *Isaev E.I., Skorodumova N.V., Ahuja R., Vekilov Y.K., Johansson B.* Dynamical stability of Fe-H in the Earth's mantle and core regions // Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A. 2007. V. 104. P. 9168–9171.

27. *Jackson O., Lawrence S.R., Hutchinson J.P., Stocks A.E., Barnicoat A.C., Powney M.* Natural hydrogen: sources, systems and exploration plays // Geoenergy. 2024. V. 2. P. 2024-002.

28. *Jacobsen S.D., Demouchy S., Frost J.D., Ballaran T.B., Kung J.* A systematic study of OH in hydrous wadsleite from polarized FTIR spectroscopy and single-crystal X-ray diffraction: oxygen sites for ydrogen storage in Earth's interior// Amer. Mineral. 2005. V. 90. N. 1. P. 67–70.

29. *Karato S., Paterson M.S., Fitz Gerald J.D.* Rheology of synthetic olivine aggregates: influence of grain-size and water // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 8151–8176.

30. *Marty B., Tolstikhin I.N.* CO_2 fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 233–248.

31. *Mayhew L.E., Ellison E.T., McCollom T.M., Trainor T.P., Templeton A.S.* Hydrogen generation from low-temperature water–rock reactions // Nat. Geosci. 2013. V. 6. P. 478–484.

32. *Melton C.E., Giardini A.A.* The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil // Am. Mineral. 1974. V. 59. P. 926–933.

33. *Poirier J*. Light elements in the Earth's outer core: a critical review // Phys. Earth Planet. Inter. 1994.

34. *Rohrbach A., Ballhaus C., Golla-Schindler U., Ulmer P., Kamenetsky V.S., Kuzmin D.V.* Metal saturation in the upper mantle // Nature. 2007. V. 449. P. 456–458.

35. *Scarsi P., Craig H.* Helium isotope ratios in Ethiopian Rift basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 144. P. 505–516.

36. *de Selva-Dewint Th.Th.M.* Water solubility in Mantle phases and its effect on physical properties. A thesis submitted to attain the degree of Dr. of Sci. of ETH Zurich. 2024. 161 p.

37. *Smyth J.R.* A crystallographic model for hydrous wadsleyte: an ocean in the Earth's interior? // Amer. Mineral. 1994. V. 79. P. 1021–1025.

38. *Smith N.J.P., Shepherd T.J., Styles M.T., Williams G.M.* Hydrogen exploration: a review of global hydrogen accumulations and implications for prospective areas in NW Europe // Pet. Geol. North-West Eur. Glob. Perspect. Proc. 6th Pet. Geol. Conf. 2005. V.6. Geological Society. London. P. 349–358.

39. *Tagawa S., Ohta K., Hirose K., Kato C., Ohishi Y.* Compression of Fe-Si-H alloys to core pressures // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. P. 3686–3692.

40. *Walker A.M., Wright K., Slater B.* A computational study of oxygen diffusion in olivine // Physics and Chemistry of Minerals. 2003. V. 30. P. 536–545.

41. *Wiersberg T., Erzinger J.* Origin and spatial distribution of gas at seismogenic depths of the San Andreas Fault from drill-mud gas analysis // Appl. Geochem. 2008. V. 23. P. 1675–1690.

42. *Williams Q., Hemley R.J.* Hydrogen in the deep earth // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2001. V. 29. P. 365–418.

43. *Yang X., Keppler H., Li Y.* Molecular hydrogen in mantle minerals // Geochem. Perspect. Lett. 2016. V. 2. P. 160–168.

44. *Zgonnik V.* The occurrence and geoscience of natural hydrogen: A comprehensive review // Earth-Science Reviews. 2020. V. 203. P. 103140.

В.Г. Трифонов[1]

Возраст новейшего поднятия Большого Кавказа в разных его сегментах

О возрасте новейшего поднятия Большого Кавказа высказывались суждения, кажущиеся на первый взгляд противоречащими друг другу. Одни исследователи писали об образовании этого поднятия в олигоцене [1, 6, 7] или раннем миоцене [2]. Другие аргументировали интенсивное поднятие Большого Кавказа в четвертичное время [3, 4]. Противоречие между этими суждениями в значительной мере мнимое, поскольку первые исследователи акцентировали внимание на зарождении поднятой суши на месте Большого Кавказа, а вторые – на перерастании этого поднятия в современное высокогорное сооружение. В данном сообщении автор рассматривает возраст этих двух стадий новейшего поднятия в разных сегментах Большого Кавказа с учетом строения и эволюции земной коры сегментов. По высоте и геологическому строению различаются сегменты Северо-Западного, Западного, Центрального и Восточного Кавказа.

На Восточном Кавказе сохранились выходы неоген-четвертичных морских пород, поднятых на разную высоту. На северо-восточном склоне горы Шахдаг (высота 4230 м) примерно в 500 м ниже вершины присутствуют сарматские (13–7.6 млн лет) морские отложения [14]. Восточнее горы Шахдаг, на горе Большой Сувал описаны акчагыльские морские отложения, кровля которых находится на высоте 1980 м [14]. Юго-восточнее, на склоне Бокового хребта, на высоте ~2500 м выделены пляжные акчагыльские отложения [6]. Указанные реперы дают основание утверждать, что 2 млн лет назад высота Шахдага составляла ~1700 м, если вершина не была эродирована, а во время накопления сарматских отложений – 500 м (рис. 1). Это согласуется с термохронологическими данными [12], согласно которым заметное охлаждение (10 °С/млн лет), связанное с началом размыва, обусловленного поднятием Восточного Кавказа, началось в среднем миоцене ~20 млн лет назад, а ~5 млн лет назад скорость эксгумации резко возросла до 0.8–1 мм/год, в результате чего было смыто до 4 км осадков.

Наиболее древним показателем возникновения суши в пределах Западного и Центрального Кавказа, где вскрыт домезозойский фундамент, является находка листовой флоры в глинах нижней части майкопской серии (нижний олигоцен, ~30 млн лет назад) в бассейне р. Белая [8]. В мэотисе (7.6–6.1 млн лет), а, возможно, с конца сармата, Центральный Кавказ был среднегорным поднятием, с которого сносился галечный материал до

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия

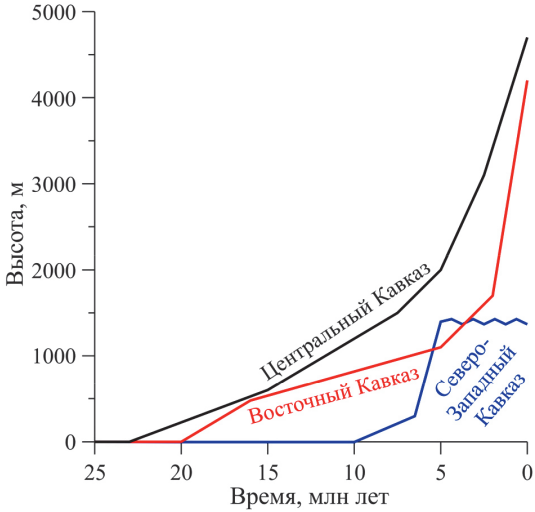


Рис. 1. Сопоставление изменений скоростей поднятия разных сегментов Большого Кавказа в неоген-четвертичное время

валунного как на север по долине пра-Баксана (лысогорская свита) [13], так и на юг [15]. По термохронологическим данным, возникновение и разрастание суши отмечено усилением охлаждения поверхности в раннем миоцене до 25 ºС/млн лет [12]. Скорость эксгумации возрастает в позднем миоцене ~7 млн лет назад и более резко ~5 млн лет назад, достигая 1 мм/год [16]. По комплексу приведенных данных построена кривая подъема Центрального Кавказа, достигшего высоты 5000–5200 м (см. рис. 1).

В пределах Западного Кавказа, анализ состава обломочного материала нижнеговердовской подсвиты (мэотис, 7.6–6.1 млн лет) свидетельствует о поступлении этого материала с Кавказской суши [5]. Песчано-глинистый состав подсвиты показывает, что размывавшаяся суша была низменной или низкогорной. Интенсивный подъем Западного Кавказа фиксируется проявлениями раннеплиоценовых деформаций и галечниками в нижнем горизонте большереченской свиты примерно на границе нижнего и верхнего плиоцена [11]. Из-за более позднего начала подъема современная высота Западного Кавказа оказалась на 1000 м ниже максимальных высот Центрального Кавказа.

На Северо-Западном Кавказе на время возникновения суши указывают термохронологические данные об усилении охлаждения (эксгумации) 8–10 млн лет назад [16]. В конце миоцена регион испытал складчатые деформации. В северных предгорьях Северо-Западного Кавказа (г. Крымск) деформированные неогеновые отложения несогласно перекрыты нижнеплиоценовой толщей. Эти деформации создали на Северо-Западном Кавказе поднятия высотой до 1.4 км. Позднее возникшие горы были эродированы с образованием обращенного рельефа, что компенсировалось

небольшим деформационным подъемом территории, сохранившим ее современную высоту ~1 км.

Итак, наземное поднятие возникло ранее всего, в олигоцене, в Центральном сегменте Большого Кавказа, а в среднем миоцене Центральный сегмент достиг среднегорной высоты. Это связано с пододвиганием под него высокоскоростной континентальной коры Скифской плиты в конце палеозоя, что привело к утолщению коры сегмента и проявилось во всем его последующем развитии [10]. Метаморфически уплотненная нижняя часть утолщенной коры Центрального сегмента могла быть отслоена и замещена менее плотными мантийными породами, что и стало источником поднятия [4].

Ускорение поднятия Центрального сегмента в плиоцен–четвертичное время может быть обусловлено проникновением под него потока разуплотненной и разогретой мантии от Африканского (Эфиопско-Афарского) суперплюма, что фиксируется проявлениями вулканизма с метками мантийного происхождения, начавшегося 2.8 млн лет назад [9]. В плейстоцене подлитосферные потоки, вероятно, распространились под Западный и Восточный Кавказ, вызвав резкое ускорение их поднятия. Четвертичный подъем Восточного Кавказа происходил быстрее, чем Центрального Кавказа, и составил ~60% от общего поднятия, тогда как на Центральном Кавказе он не превысил 50%. В отличие от других сегментов Большого Кавказа, Северо-Западный Кавказ, по-видимому, не испытал воздействия разогретого подлитосферного потока и подвергся в плиоцене–квартере только слабому деформационному поднятию, которое компенсировалось эрозией, ограничившей его среднюю высоту 1000 м.

Литература

1. *Архангельский А.Д.* Геологическое строение СССР. Л.–М.: Геолразведиздат, 1932. 425 с.

2. *Белоусов В.В.* Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. – Ч. II. – Верхний мел и третичные / Под ред. М.М. Тетяева. М.–Л.: Госгеолиздат, 1940. 176 с.

3. *Варданянц Л.А.* Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области / Под ред. А.А. Габриеляна. Ереван: АН АрмССР, 1948. 184 с.

4. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* О времени и механизме воздымания Большого Кавказа, генетическом типе и истории заполнения Предкавказских прогибов – традиционные и современные представления // Геодинамика и тектонофизика. 2025. Т. 16. № 3. 0825. С. 1–46.

5. *Ломов В.С., Трихунков Я.И., Юшин К.И., Бачманов Д.М., Тесаков А.С., Лыков Н.А.* Поднятие Западного Кавказа по данным о строении верхних мо-

ласс Предкавказского прогиба (бассейн р. Белая) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2025. Вып. 67, № 3. С. 87–104.

6. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

7. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа / Под ред. М.В. Муратова. М.: МГУ, 1963. 358 с.

8. *Попов С.В., Табачникова И.П., Банников А.Ф., Сычевская Е.К., Пинчук Т.Н., Ахметьев М.А., Запорожец Н.И., ван дер Боон А., Крайшман В., Столяров А.С., Крховски Я.* Лектостратотип майкопской серии по р. Белой выше г. Майкопа (Западное Предкавказье) в его олигоценовой части // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 3. С. 70–92.

9. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* Подлитосферные течения в мантии // Геотектоника 2017. № 6. С. 3–17.

10. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хессами Х.* Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81.

11. *Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Тесаков А.С., Титов В.В., Ломов В.С., Соколов С.А., Латышев А.В., Симакова А.Н., Сыромятникова Е.В., Челик Х., Щелинский В.Е., Фролов П.Д., Шалаева Е.А., Никольская П.П.* Верхнемолассовая белореченская свита Западного Предкавказья (верхний плиоцен – нижний плейстоцен) в контексте новейшей тектоники и палеогеографии региона // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32. № 4. С. 21–49.

12. *Abdullayev N.R., Weber J., van Baak Ch.G.C., Aliyeva E., Leslie C., Rile, G.W., Sullivan P.O., Kislitsiyn R.* Detrital zircon and apatite constraints on depositional ages, sedimentation rates and provenance: Pliocene productive series, South Caspian Basin, Azerbaijan // Basin Research. 2018. V. 30. P. 835–862.

13. *Çelik H., Trikhunkov Y.I., Lomov V.S., Nikolaeva A.D., Kerpeleva A.P.* Palaeo-current direction of the Lysogorskaya Formation: Significance for determining the source area of the Upper Miocene molasses of the Ciscaucasian foredeep // Fundamental Problems of Studying Volcanogenic-Sedimentary Terrigenous and Carbonate Complexes (LITOL 2025). Proc. All-Russian conf. (with foreign participation) April 1–5, 2025. Moscow: GEOS, 2025. P. 314–315.

14. *Trikhunkov Ya.I., Kangarli T.N., Bachmanov D.M., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Latyshev A.V., Simakova A.N., Popov S.V., Bylinskaya M.E., Aliyev F.A.* Evaluation of Plio-Quaternary uplift of the South-Eastern Caucasus based on the study of the Akchagylian marine deposits and continental molasses // Quaternary Int. 2021. V. 605–606. P. 349–363.

15. *Tye A.R., Niemi N.A., Safarov R.T., Kadirov F.A., Babayev G.R.* Sedimentary response to a collision orogeny recorded in detrital zircon provenance of Greater Caucasus foreland basin sediments // Basin Research. 2021. V. 33. P. 933–967.

16. *Vincent S.J., Somin M.L., Carter A., Vezzoli G., Fox M., Vautravers B.* Testing models of Cenozoic exhumation in the Western Greater Caucasus // AGU. 2020. DOI: 10.1029/2018TC005451

Я.И. Трихунков[1], Х. Челик[2], В.С. Ломов[1], Д.М. Бачманов[1], А.Д. Николаева[1], А.П. Керпелева[3]

Верхние молассы Центрального Предкавказья как индикатор неоген-четвертичного развития орогена Большого Кавказа

Центральный Кавказ (далее ЦК) – высочайшие горы современной России. Его новейшее развитие началось ранее других сегментов кавказского орогена и отразилось в формировании наиболее мощного в Предкавказье комплекса молассовых отложений, сконцентрированного в пределах двух крупных впадин в составе Терско-Каспийского прогиба – Кабардинской и Осетинской (рис. 1).

Осевая зона ЦК сформирована выступом кристаллического фундамента Скифской плиты, ступенчато погружающегося в сторону Восточного Кавказа по системе разломов крупной Терско-Арагвинской поперечной зоны. В Предкавказье ее западная ветвь обрамляет с востока Минераловодский выступ, а восточная основная ветвь ограничивает с запада Назрановское поднятие: между двумя этими поперечными морфоструктурами расположены Кабардинская и Осетинская впадины с наиболее мощными разрезами предкавказских моласс (>2300 и >4200 м). Систематический седиментологический анализ, стратиграфическое расчленение аллювиальных фаций черногорской, лысогорской, Рухс-Дзуар, кенженской свит позволили уточнить хронологию развития ЦК, отраженную в строении коррелятных отложений синорогенных бассейнов аккумуляции Предкавказья.

В сводных разрезах отложений обеих впадин наблюдаются три этапа накопления моласс. ***Первый этап*** – среднемиоценовый, во время которого накапливались нижние песчано-глинистые молассы владикавказской и черногорской свит. Это преимущественно шельфовые и лагунные морские осадки с участием песчано-мелкогалечного аллювия в верхней части черногорской свиты. В глинистых алевритах нижней части владикавказской свиты (тарханский и чокракский ярусы среднего миоцена, ~15–14 млн лет) найдены отпечатки листовой флоры. Низкая прочность исключает их удаленный перенос и приводит к выводу, что источником их сноса была увлажненная суша соседнего участка ЦК. Возрастная модель владикавказской свиты опирается на находки раковин моллюсков *Spirialis tarchanensis* Kittl, *Spiratella tarchanensis* Kittl, *Spaniodontella pulchella* Baily

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] Фиратский университет, Элязиг, Турция
[3] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

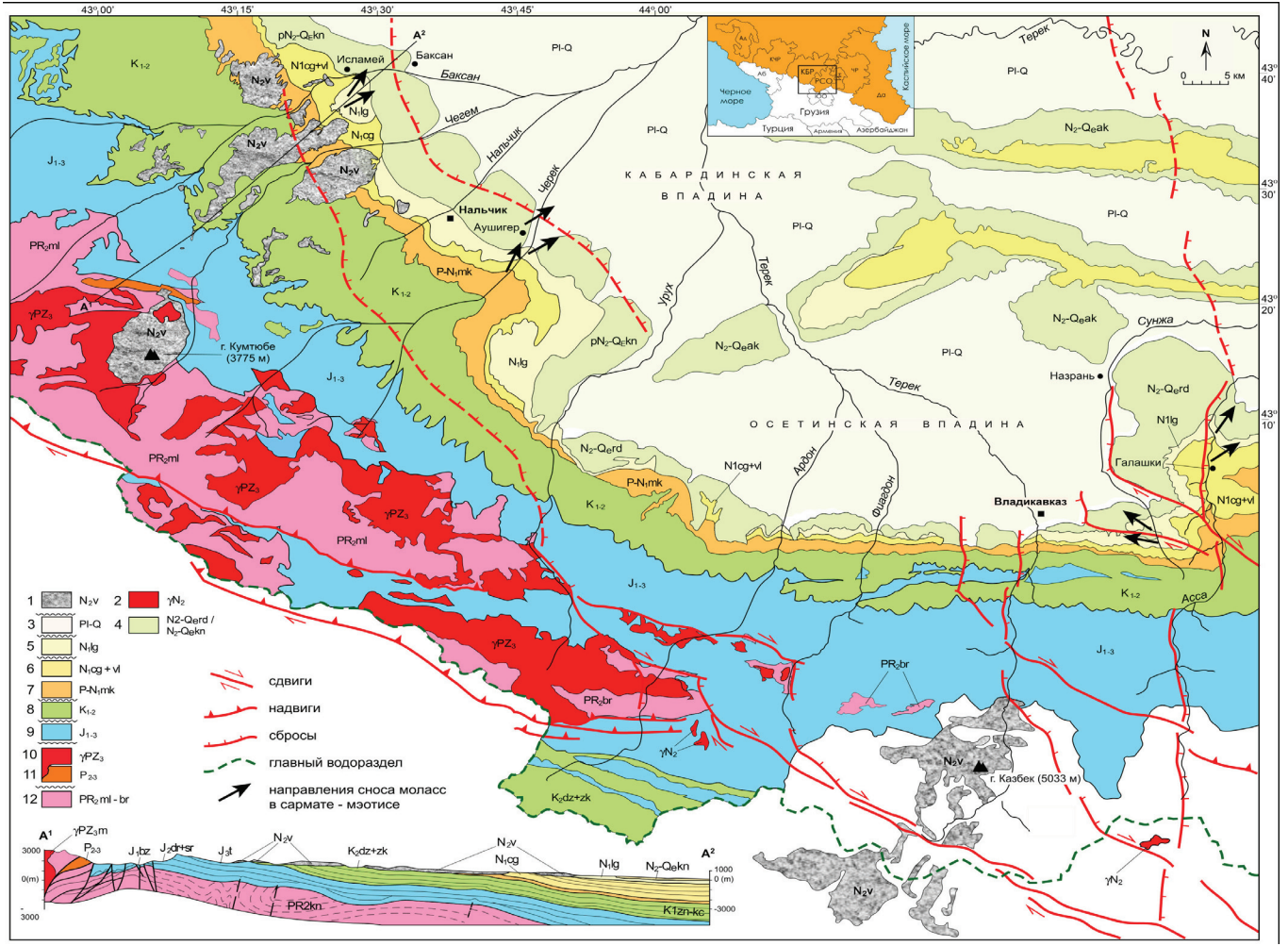

43°,00'
43°,15'
43°,30'
43°,45'
44°,00'
43° 40'
43° 30'
43° 20'
43° 10'
N
0 5 км
Терек
Баксан
Исламей
Чегем
Нальчик
Черек
Аушигер
Урух
Сунжа
Назрань
Галашки
Владикавказ
Асса
Ардон
Фиагдон
г. Кумтюбе (3775 м)
г. Казбек (5033 м)
КАБАРДИНСКАЯ ВПАДИНА
ОСЕТИНСКАЯ ВПАДИНА
Черное море
Каспийское море
Грузия
Турция
Армения
Азербайджан
1 N2v
2 γN2
3 Pl-Q
4 N2-Qerd / N2-Qekn
5 N1lg
6 N1cg + vl
7 P-N1mk
8 K1-2
9 J1-3
10 γPZ3
11 P2-3
12 PR2ml - br
сдвиги
надвиги
сбросы
главный водораздел
направления сноса моласс в сармате - мэотисе
A1
A2
3000
0(m)
-3000
1000
0 (m)
-3000
PR2kn
K1zn-ke

Рис. 1. Геологическая карта Центрального Кавказа и Предкавказья.
1, 2 – вулкано-магматический комплекс плиоцена–квартера: *1* – вулканогенной свиты (риолитовые игнимбриты, туфы, андезибазальтовые лавы); *2* – гранитоиды; *3–6* – молассовый комплекс: *3* – плиоцена–квартера нерасчлененный (галечники, валунники, пески, лёссы); *4* – плиоцена–квартера свит Рухс-Дзуар (галечники валунные, гравелиты, пески, пеплы, туфы, туфопесчаники) и кенженской (галечники валунные, пески, глины); *5* – верхнего миоцена лысогорской свиты (конгломераты галечные и валунно-галечные, пески, песчаники, глины); *6* – нижние молассы среднего миоцена черногорской и владикавказской свит (глины, мергели, пески, песчаники, алевролиты); *7–9* – комплекс морских отложений: *7* – палеогена – нижнего миоцена, включая майкопскую серию (глины, прослои песчаников, алевролитов, мергелей, известняков); *8* – терригенно-карбонатных ритмично-слоистых отложений мела (известняки, мергели, аргиллиты, алевролиты, песчаники, ракушняки, доломиты); *9а* – карбонатных верхней юры (известняки массивные органогенные или органогенно-обломочные, доломиты, мергели, карбонатные брекчии); *9б* – терригенных средней–нижней юры (аргиллиты, алевролиты, песчаники, туфы и туффиты, лавы дацитов и андезидацитов; *10–12* – комплекс пород домезозойского фундамента орогена: *10* – верхней перми (гранитоиды); *11* – нижней перми (конгломераты, аргиллиты, переслаивание алевролитов, песчаников, гравелитов); *12* – верхнего протерозоя свит Малкинской, Буронской (кристаллические сланцы, амфиболиты, реже – метапесчаники)

и др. – индикаторов тарханского и караганского бассейнов Предкавказья [2]; черногорской – на находки сарматских видов *Cardium sarmaticum* Borb., *Cardium fittoni* d'Orb и др. (рис. 2).

Второй сармат-киммерийский этап – этап ускорения орогенных поднятий начинается в конце среднего сармата (~10 млн лет) с накопления галечных конгломератов лысогорской свиты. В Кабардинской впадине она залегает на черногорской свите с размывом и угловым несогласием до 10° (разрез Аушигер). Репрезентативный набор данных о палеосносе (n = 77) был получен на основе изучения разрезов свиты в долинах пяти крупных притоков Терека: рр. Баксан, Черек, Камбилеевка Сунжа и Асса (см. рис. 1). Разрезы демонстрируют стратиграфическую архитектуру свиты из пяти пачек конгломератов, разделенных линзами пойменных отложений. Суммарная мощность свиты в Осетинской впадине достигает 1500 м [6]. Систематическая оценка шести различных типов осадочных структур (черепитчатого залегания галек, ориентировки галечных осей, направлений падения галечных баров и косых песчано-гравийных серий, направлений следов ламинарных и вихревых течений) демонстрирует преобладающее в пределах свиты С-В направление палеосноса в долинах Баксана и Терека и С-З – в долинах Камбилеевки и Сунжи. В долине Ассы направление сноса вновь меняется на северо-восточное. Этот направленный тренд

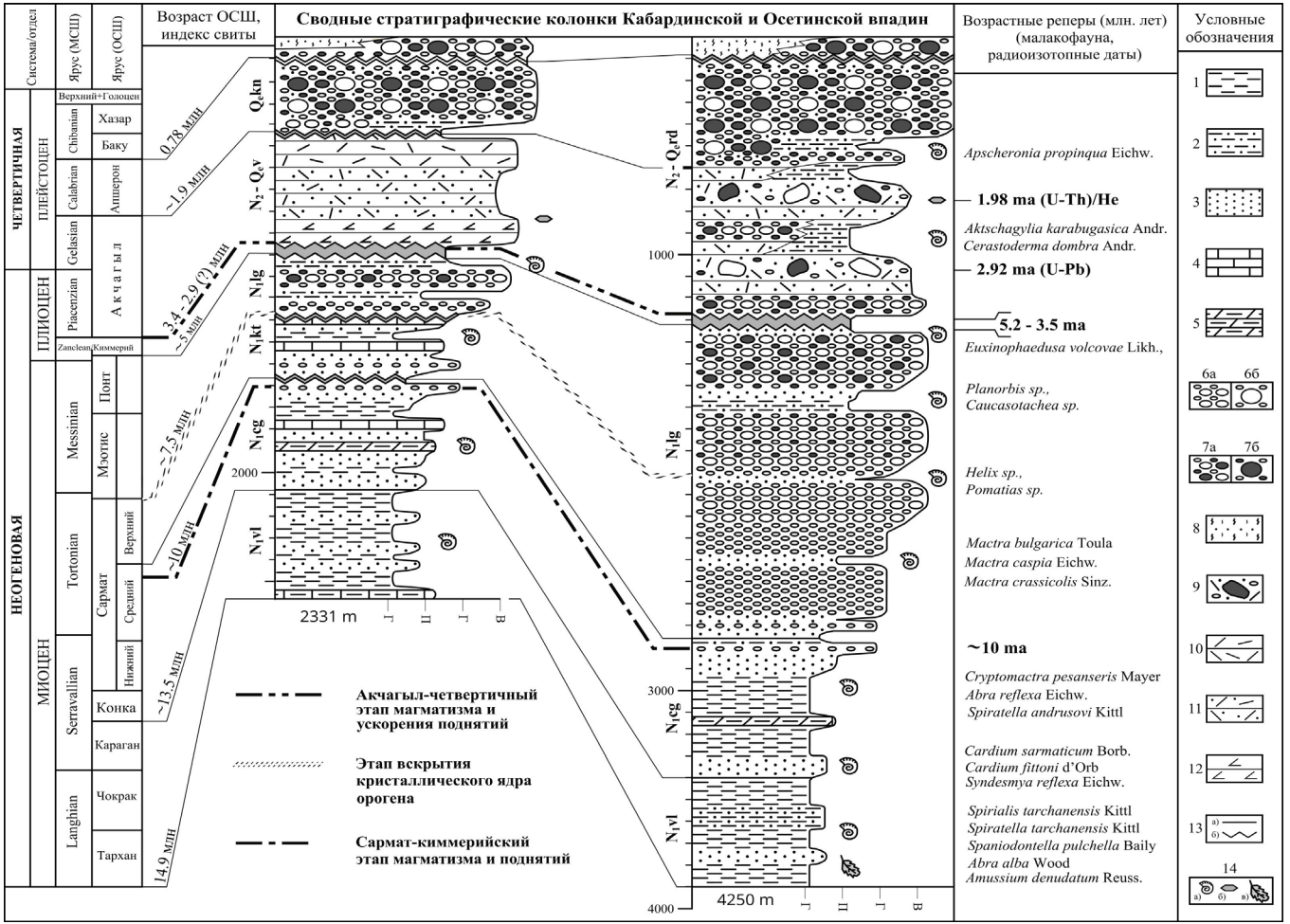

Сводные стратиграфические колонки Кабардинской и Осетинской впадин
Система/отдел
Ярус (МСШ)
Ярус (ОСШ)
Возраст ОСШ, индекс свиты
Возрастные реперы (млн. лет) (малакофауна, радиоизотопные даты)
Условные обозначения
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ
ПЛЕЙСТОЦЕН
ПЛИОЦЕН
МИОЦЕН
НЕОГЕНОВАЯ
Верхний+Голоцен
Chibanian
Calabrian
Gelasian
Piacenzian
Zanclean
Messinian
Tortonian
Serravallian
Langhian
Киммерий
Понт
Мэотис
Сармат
Верхний
Средний
Нижний
Конка
Караган
Чокрак
Тархан
Хазар
Баку
Апшерон
А к ч а г ы л
0.78 млн
~1.9 млн
3.4 - 2.9 (?) млн
~5 млн
~7.5 млн
~10 млн
~13.5 млн
14.9 млн
Q4kn
N2 - Q1v
N1lg
N1kt
N1cg
N1vl
N2 - Q4rd
2331 m
4250 m
Г
П
Г
В
Акчагыл-четвертичный этап магматизма и ускорения поднятий
Этап вскрытия кристаллического ядра орогена
Сармат-киммерийский этап магматизма и поднятий
Apscheronia propinqua Eichw.
1.98 ma (U-Th)/He
Aktschagylia karabugasica Andr.
Cerastoderma dombra Andr.
2.92 ma (U-Pb)
5.2 - 3.5 ma
Euxinophaedusa volcovae Likh.,
Planorbis sp.,
Caucasotachea sp.
Helix sp.,
Pomatias sp.
Mactra bulgarica Toula
Mactra caspia Eichw.
Mactra crassicolis Sinz.
~10 ma
Cryptomactra pesanseris Mayer
Abra reflexa Eichw.
Spiratella andrusovi Kittl
Cardium sarmaticum Borb.
Cardium fittoni d'Orb
Syndesmya reflexa Eichw.
Spirialis tarchanensis Kittl
Spiratella tarchanensis Kittl
Spaniodontella pulchella Baily
Abra alba Wood
Amussium denudatum Reuss.
1000
2000
3000
4000
1
2
3
4
5
6а
6б
7а
7б
8
9
10
11
12
13
14

Рис. 2. Сводные стратиграфические колонки молассовых отложений Кабардинской и Осетинской впадин.

1 – глины; *2* – алевриты; *3* – пески; *4* – известняки; *5* – мергели; *6* – конгломераты олигомиктовые из осадочных пород: *а* – галечные; *б* – галечно-валунные; *7* – конгломераты полимиктовые из осадочных, магматических и метаморфических пород: *а* – галечные; *б* – галечно-валунные; *8* – лессоиды; *9* – туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники; *10* – риолитовые игнимбриты; *11* – туфы; *12* – андезибазальтовые лавы; *13* – стратиграфические контакты: *а* – согласные; *б* – угловое несогласие; *14* – пробы: *а* – фаунистические, *б* – радиоизотопные, *в* – отпечатки листовой флоры

однозначно определяет область происхождения отложений Кабардинской впадины как осевую зону ЦК на юго-западе, прямо противоположную направлению палеостока. В Осетинской впадине с общим СЗ трендом палеосноса выражено влияние поднятий осевой зоны орогена с юга и, вместе с тем, роста Назрановского поднятия с востока. Установленные направления палеосноса указывают на существование Минераловодского и Назрановского выступов как предкавказских водоразделов, отделяющих центральную зону аккумуляции моласс от Западного и Восточного Предкавказья (см. рис. 1).

Состав галечников лысогорской свиты вверх по разрезу меняется от олигомиктового с участием пород мезозойского осадочного чехла ЦК (в сарматской части свиты) до полимиктового, где добавляются обломки гранитоидов, кристаллических сланцев, гнейсов (в мэотической части свиты). В верхних пачках свиты размерность обломков возрастает до валунной, а содержание гранитоидов увеличивается до 60% (разрез Аушигер). Это является убедительным доказательством вскрытия кристаллического ядра ЦК в результате интенсивных орогенных поднятий мэотиса (см. рис. 2).

Возрастная модель лысогорской свиты основана на её стратиграфическом положении и находках фауны верхнего сармата в её нижней части (кубатабинская толща): *Mactra bulgarica* Toula, *Mactra caspia* Eichw., *Mactra crassicolis* Sinz [2]. Основание свиты описано в Осетинской впадине: фаунистически охарактеризованные средним сарматом (см. выше) песчано-глинистые отложения черногорской свиты согласно перекрываются лысогорскими отложениями (Стеклов, 1966). Так, в разрезе «Медвежий» в долине р. Сунжа, нами описано троекратное переслаивание линз олигомиктовых конгломератов и глинистых алевритов черногорской свиты, пока последние совсем не замещаются галечниками. Это указывает на начало накопления верхних моласс Центрального Предкавказья в конце среднего сармата. Находки в песчано-глинистых линзах верхней части лысогорской свиты (разрез Исламей) моллюсков родов Helix, Caucasotachea,

Pomatias, Planorbis коррелируют со слоями основания морских мэотических толщ в осевых частях впадин, описанных по буровым данным [6].

Третий акчагыл-четвертичный этап. Лысогорская свита с угловым несогласием в 4° перекрыта отложениями свит вулканогенной и Рухс-Дзуар, для которых получены U-Pb и U-Th (He) даты 2.92 млн лет и ~2 млн лет [1, 8]. Характерно, что в разрезах у сел Исламей, Атажукино, Заюково, расположенных в этом порядке вверх по течению р. Баксан, игнимбриты, пемзы и пеплы вулканогенной свиты последовательно налегают на моноклинально падающие на север осадки лысогорской, черногорской, владикавказской свит, майкопской серии, а выше по течению – на морские осадки палеогена, верхнего и нижнего мела и далее – верхней юры (см. рис. 1, разрез по линии $A^1 – A^2$). Киммерийское угловое несогласие в 4° между лысогорской и вулканогенной свитами при этом последовательно увеличивается вверх по течению при перекрытии вулканитами нижележащих свит. Это объясняется наличием угловых несогласий между осадками палеогена и мела, а также мела и юры внутри моноклинали Лабино-Малкинской зоны (см. рис. 1, стратиграфическая колонка) и доказывает длительное формирование последней в доакчагыльское время.

Неоген-четвертичный магматизм Большого Кавказа развивался на протяжении 8.5 млн лет в течение трех этапов: позднемиоценового (8.5–4.5 млн лет), плиоценового (3.5–1.9 млн лет) и антропогенового (моложе 1.5 млн лет) [3–5, 7]. Первый этап магматизма соотносится с сармат-киммерийским этапом ускорения орогенных поднятий. Наиболее интенсивные плиоценовый и антропогеновый этапы – с акчагыл-четвертичным этапом максимальных орогенных поднятий и формирования современных высочайших (выше 5000 м) гор ЦК. Отражением этого этапа в молассах стало формирование вулканогенно-осадочной свиты Рухс-Дзуар, мощность которой аналогично лысогорской свите достигает 1500 м [2]. На фоне усилившихся поднятий энергия водотоков возросла до современных значений и реки предгорий ЦК стали выносить валуны и глыбы более двух метров диаметром (свита Рухс-Дзуар, разрез Гизельский), а роль пород кристаллического ядра орогена возросла до 80% (кенженская свита, разрез Аушигер).

Заключение

В строении верхних моласс Центрального Предкавказья отражены три этапа новейшего развития кавказского орогена: среднемиоценовый, сармат-киммерийский и акчагыл-четвертичный. Первый среднемиоценовый этап характеризуется существованием кавказской суши и накоплением нижних песчано-глинистых моласс. Накопление верхних моласс галечной, а затем галечно-валунной размерности, а также основные

фазы кавказского магматизма относятся ко второму и третьему этапам последовательного ускорения орогенных поднятий (>10 млн лет назад – настоящее время), разделенным киммерийским региональным угловым несогласием (~5.2–3.5 млн лет).

Седиментологические данные, а также анализ угловых несогласий в совокупности демонстрируют устойчивое тектоническое поднятие вдоль южной и юго-западной границы передового прогиба в течение миоцен-четвертичного времени, начиная со среднего сармата. Поднятия сформировали архитектуру синорогенных бассейнов сноса и сделали осевую зону Центрального Кавказа на юге доминирующим источником отложений. Об этом свидетельствуют: 1) направления палеосноса: систематический анализ показывает снос материала в северных румбах, прямо противоположно поднимающемуся источнику сноса на юге и юго-западе; 2) состав конгломератов: наличие фрагментов метаморфических пород, гранитоидов и пород осадочного чехла орогена подтверждает обнажение кристаллического ядра Центрального Кавказа в результате орогенных поднятий. Его вскрытие произошло на рубеже сармата–мэотиса (~7.4 млн лет) и достигло максимума в четвертичное время при накоплении Кенженской формации.

Литература

1. *Горбач Н.В., Пономарева В.В., Портнягин М.В. и др*. Эксплозивные извержения вулканов Большого Кавказа на рубеже плиоцена и плейстоцена: вулканическая летопись свиты Рухс-Дзуар (Северная Осетия) / Вулканизм и связанные с ним процессы // Материалы XXVI ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, 30–31 марта 2023 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2023. 218 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Листы K-38-II (Нальчик), K-38-IX, XV (Владикавказ). Объяснительная записка / А.Н. Письменный, С.А. Горбачев, В.В. Терещенко, С.Н. Вертий, Н.В. Марченко и др.; Минприроды России, Роснедра, Севосетиннедра, ФГУГП «Кавказгеолсъемка». М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021. 170 с., 224 с.

3. *Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др*. Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582–602.

4. *Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др*. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K-Ar и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.

5. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.

6. *Стеклов А.А.* Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1966. 262 с.

7. *Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др.* Новейший вулканизм Кавказа и закономерности его проявления во времени и пространстве (по данным геохронологических исследований) / Отв. ред. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Изменение окружающей среды и климата. Природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. 2. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ РАН, ИФЗ РАН, 2008. С. 206–234.

8. *Bindeman I.N., Colón D.P., Wotzlaw J.F. et al.* Young silicic magmatism of the Greater Caucasus, Russia, with implication for its delamination origin based on zircon petrochronology and thermomechanical modeling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2021. V. 412. Art. 107173. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107173

Р.А. Умурзаков[1]

Развитие идеи тектодинамического анализа при реконструкциях палеотектодинамических систем (на примере западной части Тянь-Шаня)

Эвристическим возможностям системного подхода и необходимости внедрения его в геологию (в частности, в геотектонику и геодинамику) посвящено множество научных публикаций, наибольшее число которых охватывает чуть ли не весь период прошлого столетия. Благодаря им появилось новое направление в геотектонике и тектонофизике, которое было именовано «тектодинамическим анализом». Тектодинамический анализ – как самостоятельный метод исследований получил развитие в стенах Московского государственного университета благодаря работам П.Н. Николаева [1]. Была предложена системная модель тектоносферы, где в качестве основных объектов изучения показана необходимость выделения в геологической среде тектодинамических систем разных рангов.

[1] Ташкентский государственный технический университет имени И. Каримова, Ташкент, Узбекистан

Это послужило толчком для расширения исследований в области теоретического обоснования существования иерархии полей напряжений [2]. Благодаря работам лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН было доказано существование такой иерархии и получено объяснение физической природы полей напряжений, что подтверждает дискретность геологической среды и процессов в ней.

Вместе с этим, получили развитие и работы, в которых была показана перспективность рангового анализа при сейсмотектонических исследованиях [3], поисках нефтяных и газовых месторождений [4]. Были получены интересные, с прикладной точки зрения (и остающиеся без должного внимания) данные, которые имеют важное значение для разработки научных основ геолого-поисковых работ, и районирования сейсмической опасности.

Надо сказать, что имеется множество публикаций, посвящённых описанию геологических систем, о существовании геологической формы движения материи, о ретроспективных, геодинамических системах, периодичности и ритмичности геологических явлений, порядков тектонических структурных форм и разрывов, геофизических аномалий. Однако, практически ни в какой из них, за некоторым исключением, быть может, геофизики, не рассматривается вопрос о критериях и способах разделения на иерархические уровни, или выделения границ между ними, причём именно границы между объектами, относящимися к разным рангам.

Этот очень важный вопрос является основополагающим для реализации методологии системного подхода не только в науках о Земле, но других сферах наук. Здесь нужно выявить такой признак, или критерий, который мог бы уверенно разграничивать разноранговые элементы в земной коре и литосфере [1].

С развитием тектонофизики и тектодинамики, на основе физического анализа свойств и особенностей организации геологического пространства П.Н. Николаевым в качестве критерия «целостности» (с неоднократным упоминанием в устных беседах) было предложено тектоническое поле напряжений.

Изменение типа напряжённого состояния геологической среды (или его параметров, например, ориентировки главных осей напряжений) с увеличением (или уменьшением) объёма, является интегральным показателем, свидетельствующим о появлении эмерджентных свойств. Фактическим подтверждением этому могут быть обнаруженные закономерности распределения в земной коре деформационных структурных элементов (разрывных нарушений, складчатых элементов, очагов землетрясений), определяемых действующими тектоническими напряжениями [5, 6].

Существование дискретных объёмов с различным напряжённым состоянием подтверждается как по сейсмологическим данным, так и по гео-

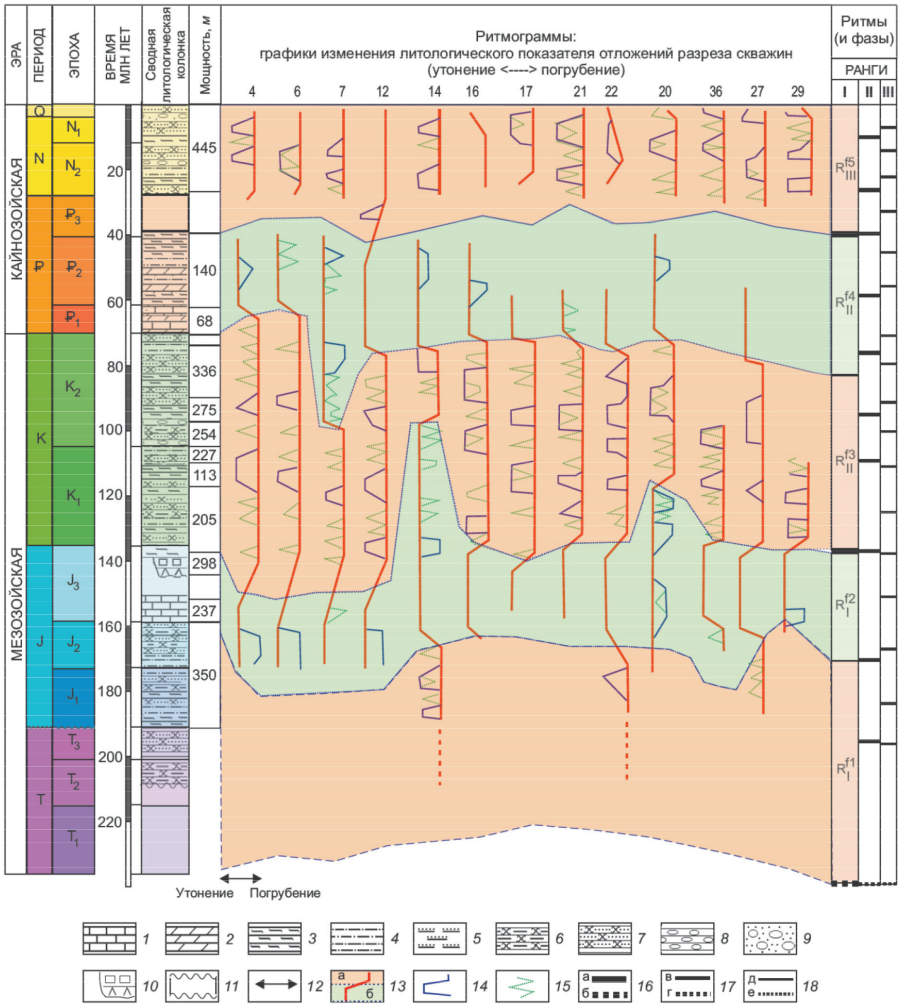


Рис. 1. Ритмохронологический анализ деформационных режимов разного ранга западной части Тянь-Шаня в мезозое–кайнозое.

1 – известняк; 2 – глина; 3 – мергель; 4 – алевролит; 5 – глинистый песчаник (с преобладанием глин); 6 – песчаник глинистый; 7 – песчаник; 8 – конгломерат; 9 – конглобрекчия; 10 – соляно-ангидритовая толща; 11 – перерывы в осадконакоплении; 12 – в графиках: направление изменения литологии пород: влево – утонение, вправо – погрубение; 13–15 – ритмограммы: 13 – I ранга: а – «активная» фаза, б – «пассивная» фаза, 14 – II ранга, 15 – III ранга; 16–18 – границы начала ритмов (фазы воздымания): 16 – I ранга: а – установленные, б – предполагаемые, 17 – II ранга: в – установленные, г – предполагаемые, 18 – III ранга: д – установленные, е – предполагаемые

логическим материалам – закономерностью распределения разрывных нарушений [6]. На основании этих данных в пределах земной коры юго-востока Туранской плиты и западной части Тянь-Шаня выделены системы (структура – движения и деформации – тектонические напряжения) трёх рангов, взаимодействие которых определяют основной характер протекающих геодинамических процессов и явлений. Отмеченная триада иерархически упорядоченных систем в земной коре в интервалах геологического времени была названа нами палеотектодинамической системой, а методика их исследований – ранговым палеотектодинамиическим анализом [6, 7].

Было установлено, что эта триада элементов тектодинамических систем разных рангов проявляется в геологической истории в соответствующих интервалах с разной длительностью. Для территории западной части Тянь-Шаня и прилегающих районов Туранской плиты на основе ритмохронологического анализа данных скважин за период от позднего палеозоя по четвертичное время выделено 3 ритма первого (условно для данного региона) ранга, 10 ритмов второго ранга и более 17 ритмов третьего ранга (рис. 1, 2). Первый ритм (I) первого ранга охватывает время от позднего триаса до поздней юры (T3–J3 cl-ox). Второй ритм (II) первого ранга соответствует времени от позднего титона до раннего–среднего палеогена (J3 t –Pg1-2); третий ритм (III) первого ранга – наиболее поздний, соответствует времени, начиная от позднего олигоцена до настоящего времени (Pg3–Q4). Ритмы первого ранга повторяются в среднем через 90–110 млн лет. Ритмы второго ранга имеют длительность около 20–22 млн лет, а третьего ранга – 8–10 млн лет [7]. Автор настоящего доклада настоятельно рекомендует исследователям обратить внимание на такую особенность организации геологической среды – не только в структурном плане, но и в геодинамическом развитии, и учесть при разработке методологической основы исследований, в частности, геолого-поисковых работ и изучении сейсмической опасности.

Наличие в истории Земли крупных и мелких по длительности ритмов, определяет, например, при палеотектоническом анализе, необходимость построений изопахических схем по отдельным ранговым составляющим. Очевидна необходимость внедрения методов рангового анализа для прослеживания изменений отдельных ранговых составляющих во времени. Открывается перспектива оценки генетического вклада каждой ранговой составляющей в формирование общего структурного рисунка. Первый опыт реализации ранговых тектодинамических исследований [1] показал, что при таком подходе значительно повышается информативность используемых ранговых показателей: в 1000 раз – для Кавказа [1]; до 10 раз – в условиях Русской платформы при поисках нефтегазовых залежей [4]; до 20 раз в условиях Туранской плиты при оценке сейсмической опасности [3]; до 60 раз при сейсмотектонических исследованиях в условиях западной части Южного Тянь-Шаня [5–8].

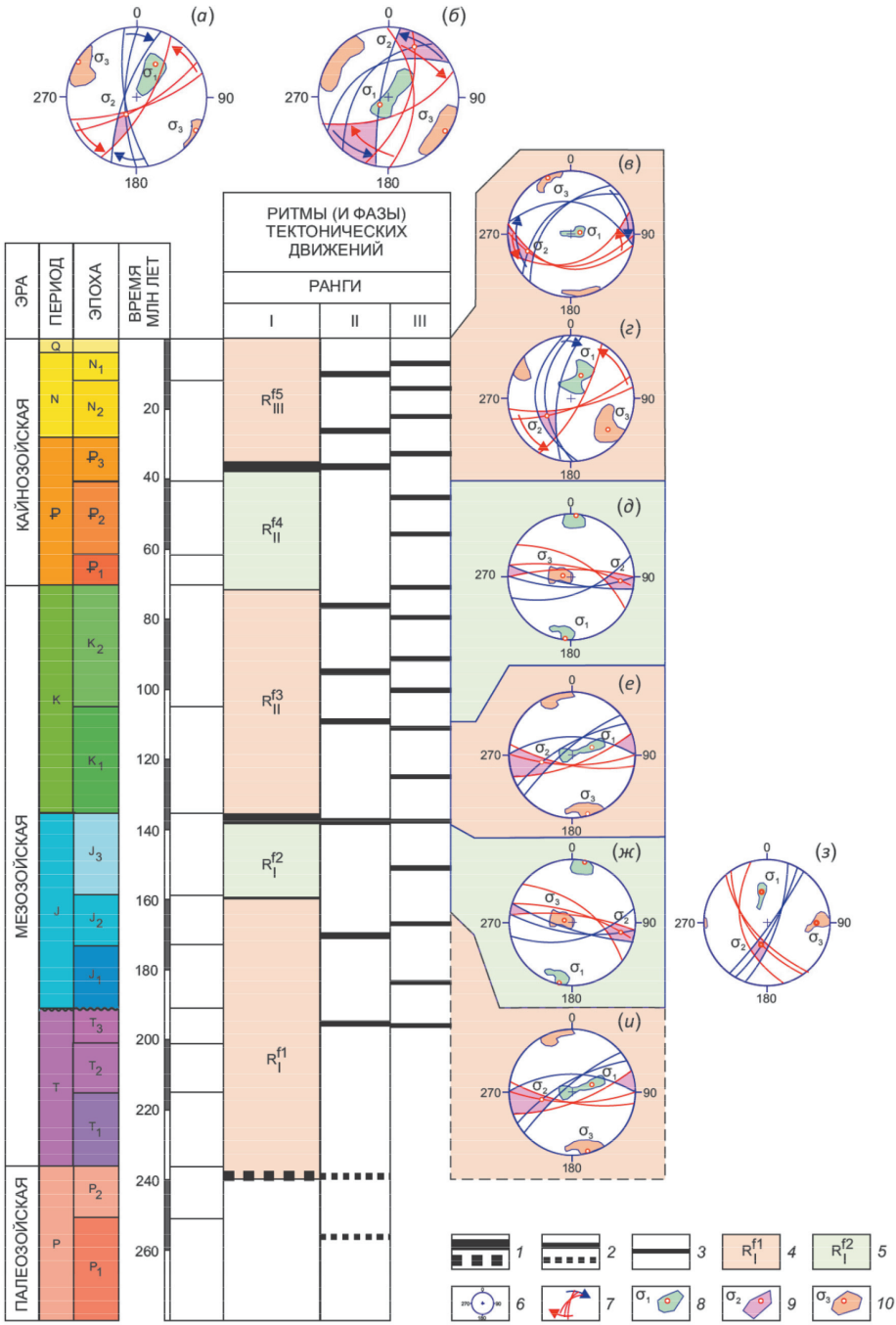

(а)
(б)
(в)
(г)
(д)
(е)
(ж)
(з)
(и)
0
90
180
270
σ1
σ2
σ3
РИТМЫ (И ФАЗЫ) ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
РАНГИ
I
II
III
ЭРА
ПЕРИОД
ЭПОХА
ВРЕМЯ МЛН ЛЕТ
КАЙНОЗОЙСКАЯ
МЕЗОЗОЙСКАЯ
ПАЛЕОЗОЙСКАЯ
Q
N
Р
K
J
T
P
N1
N2
Р3
Р2
Р1
K2
K1
J3
J2
J1
T3
T2
T1
P2
P1
20
40
60
80
100
120
140
160
180
200
220
240
260
R f5 III
R f4 II
R f3 II
R f2 I
R f1 I
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Рис. 2. Основные этапы деформационных режимов полей напряжений I ранга в MZ-KZ западной части Тянь-Шаня.

1–3 – рубежи ритмов (сплошная – уверенные, пунктирная – предполагаемые): 1 – I ранга; 2 – II ранга; 3 – III ранга. Фазы ритмов I ранга (римская цифра в нижнем индексе соответствует номеру ритма): 4 – «активные» (R5III, R3II, R1I), 5 – «пассивные» (R4II, R2I), 6 – стереографические проекции ориентировок осей главных нормальных напряжений (буквами на рисунке обозначены круговые диаграммы I ранга разного возраста: а и б –общерегиональные: а – позднекайнозойское, по геологическим данным; б – по механизмам очагов землетрясений. Диаграммы ПН различных фаз крупнейших периодов перестроек I ранга в MZ–KZ: в и г – R5III – позднеолигоцен-голоценовая: в –четвертичное, г – неогеновое; д – R4II апт-раннесреднеолигоценовая; е – «активная»; R3II – поздняя юра – неокомская; ж – предполагаемая, вторая «пассивная» фаза (R2I) – колловей–оксфорд–титонская; з – для той же фазы, полученная по региону ЮЗ отрогов Гиссара; и – первая «активная» фаза (R1I) – пермо-триас–нижне-среднеюрская); 7 – сколовые поверхности и направления их асимметричного разброса; 8–10 – проекции точек выходов на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений и области их разброса: 8 – растяжения (σ1), 9 – промежуточного (σ2), 10 – сжатия (σ3)

Исследования в этом направлении дали возможность разработать и опробовать методику рангового историко-тектодинамического анализа [8, 9], что позволило выявить неизвестные ранее особенности палеотектонического развития региона, определить возрастное соотношение локальных складчатых структур. Историко-тектодинамический анализ представляет собой совокупность методов рангового анализа тектонических движений и деформаций, реконструкции иерархии полей напряжений разных рангов отдельных этапов геодинамической истории.

Большинство известных месторождений углеводородов в пределах изученного региона находятся в юрских и меловых отложениях. Этому времени соответствует геодинамический режим, где растягивающие усилия имеют субгоризонтальную и преимущественно субмеридиональную ориентацию. Это сбросовое, растягивающее поле напряжений, определяет условия, приводящие к появлению ослабленных зон (зияющих трещин, открытых полостей в зонах разрывов, увеличивает проницаемость среды и др), по которым возможно внедрение из глубинных слоев Земли флюидопотоков, которые послужили причиной формирования (или аккумуляции) здесь УВ залежей. В последующие этапы геологической эволюции под влиянием тектонических напряжений эти залежи могут оставаться на месте или мигрировать. Эти отмеченные факторы (неотектонические, тектонофизические и тектодинамические) взаимосвязаны и их необходимо использовать совместно в качестве критериев выделения перспективных площадей.

Относительно применения представлений о тектодинамических системах, как основы для поисков рудных месторождений, то здесь открываются перспективы решения важных вопросов не только обнаружения залежей, но и тектодинамических условий их формирования, определения механизмов формирования зон разломов, первичности (или вторичности) их по отношению к интрузивным телам. Здесь, конечно, необходимы детальные исследования.

Подводя итоги вышеизложенному, можно сделать следующее заключение.

1. При реализации методологии системного подхода в геологических исследованиях недостаточно уделяется внимания определению критерия выделения ранга, отражающего приобретение изучаемым объектом свойств целостности. В качестве такого критерия при изучениях геодинамических (тектодинамических) систем может служить изменение типа (параметров) поля тектонического напряжения. Использование его позволило выделить в пределах западной части Тянь-Шаня тектодинамические системы трёх рангов.

2. При разработке геологической основы поисково-разведочных работ необходимо учесть факт проявления в геологической истории палеотектодинамических систем разных рангов с определённой длительностью. Например, для региона восточной части Туранской плиты и западного окончания Тянь-Шаня рубежи перестроек полей напряжений первого ранга приходятся на временные интервалы: поздний палеозой – ранний мезозой (пермо-триас); средняя–поздняя юра; киммеридж–титон поздней юры и валанжин раннего мела; конец позднего мела (апт) – начало палеогена (палеоцена); конец эоцена – начало олигоцена.

3. В качестве геолого-структурной и тектодинамической основы поисково-разведочных работ необходимо построения карт рангового тектонического и неотектонического районирования с учётом выявленных особенностей обратных связей между тектодинамическими системами разных рангов.

Литература

1. *Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа. Москва: Недра, 1992. 295 с.

2. *Осокина Д.Н.* Иерархические свойства тектонического поля напряжений / Экспериментальная тектоника: (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука, 1989. С. 197–208.

3. *Умурзаков Р.А.* Методика и некоторые результаты районирования сейсмической опасности платформенных территорий (на примере отдельной области Туранской платформы) / Проблемы оценки сейсмической

опасности, сейсмического риска и прогноза землетрясений. Ташкент, 2004. С. 183–185.

4. *Зайцев В.А.* Тектодинамическая модель осадочных бассейнов Европейского Севера России и прогноз нефтегазоносности. М.: Изд-во «Перо», 2021. 124 с.

5. *Ребецкий Ю.Л.* Поле глобальных напряжений Земли // Геотектоника. 2020. № 6. С. 3–24.

6. *Умурзаков Р.А.* О реконструкции палеотектонических напряжений отдельных этапов альпийской истории Западного Тянь-Шаня / Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы 5-го Международного симпозиума. г. Бишкек, 19–24 июня 2011 г. Бишкек: НС РАН, 2012. Т. 1. С. 127–133.

7. *Умурзаков Р.А.* Деформационные режимы и палеотектонические напряжения низшего ранга западной части Тянь-Шаня в мезозое–кайнозое // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 1. https://doi.org/10.5800/GT-2023-14-1-0687

8. *Умурзаков Р.А., Ахмедов Х.Р., Тураев Ш.А.* Палеотектодинамический анализ формирования ловушек нефти и газа центральной части Бухаро-Хивинского региона. Монография. Карши: Издательство «Интелект», 2024. 152 с.

9. *Umurzakov R.A., Akhmedov H.A.* Experience of Paleotectodynamic Analysis of Rank Components of Mesozoic- Cenozoic Movements and Deformations Using the Example of the Central Part of Bukharo-Khiva Region // Geodynamics & Tectonophysics. 2024. V. 15. N 3). 0764. doi:10.5800/GT-2024-15-3-0764.

С.Е. Урбанович[1,2], А.В. Тевелев[1], А.В. Гусев[1]

Геохимические, петрографические и петропалеомагнитные характеристики базальтов аптечногорской свиты раннего девона Среднего Урала

Материал для работы собран на Среднем Урале в северной части Бардымского аллохтона в опорном разрезе аптечногорской свиты. В разрезе преобладают вишневые, реже зеленые алевролиты и аргиллиты. Верхняя часть разреза сложена покровами подушечных миндалекаменных базальтов. Возраст свиты обоснован находкой конодонта *Icriodus* ex. gr.

[1] Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия

wosghmidti Ziegler в известняках межподушечного пространства [3]. Видимая мощность составляет 150–170 м.

Изучение шлифов базальтов из разных частей разреза показало слабую изменчивость пород. Структура порфировая, текстура миндалекаменная, иногда неясно флюидальная. В составе резко преобладают плагиоклазы размером до 1.7 мм, образующие скелетные, удлинённые, в ряде случаев футляровидные кристаллы. Реже встречаются оливин и пироксены, практически полностью замещённые карбонатом и хлоритом.

По содержанию кремнезема и суммы щелочей породы относятся к трахибазальтам. Содержания TiO_2 колеблются от 0.2 до 4.5%, при этом основная часть фигуративных точек отвечает высокотитанистым (>2%). Содержание K_2O меняется от 0 до 1% и для большинства базальтов отвечает высококалиевой серии.

Для большей части проб характерно преобладание лёгких редкоземельных элементов (РЗЭ) над тяжёлыми, при этом общий наклон кривой соответствует стандарту для базальтов океанических островов (OIB). Обеднение тяжелыми РЗЭ говорит о присутствии граната в источнике магм и, следовательно, глубинности источника. Отчётливый минимум по Eu свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. На мультиэлементной диаграмме выделяются минимумы по Sr, Pb и Eu. Особенность спайдерграммы состоит в присутствии Ta-Nb максимума. По степени обогащения и общему тренду породы близки к стандарту OIB, несмотря на относительное обеднение крупноионными элементами (Cs, Rb).

Совокупность петро-геохимических признаков: повышенная щелочность и титанистость, слабая дифференциация, близость спектров элементов-примесей к стандарту OIB, обеднение тяжелыми РЗЭ – указывает на происхождение базальтоидов аптечногорской свиты изученного разреза из глубинного обогащенного мантийного источника и их формирование во внутриплитной океанической обстановке.

Поскольку определение элементов залегания толщи базальтов в полевых условиях вызвало определенные затруднения вследствие заметной деформации пород разреза, рассмотрены два возможных варианта интерпретации палеомагнитных данных.

В первом случае за положение палеогоризонтали приняты элементы залегания контакта базальтов с подстилающими аргиллитами в нижней части обнажения.

Во втором случае за положение палеогоризонтали принята плоскость, перпендикулярная осреднённой ориентировке коротких осей лавовых подушек. При этом, согласно измерениям анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ), базальты имеют нормальную магнитную текстуру (N-тип), при которой минимальная ось эллипсоида АМВ К3 примерно перпендикулярна подошве толщи базальтов, а две другие оси лежат в

плоскости залегания. При этом эллипсоиды АМВ имеют как вытянутую, так и сплюснутую форму. Вкупе с низкой степенью анизотропии ($P < 1.03$) это свидетельствует об отсутствии значимых тектонических деформаций и новообразования магнитных минералов, которые повлияли бы на магнитную текстуру базальтов, и косвенно указывает на возможность сохранения первичной остаточной намагниченности.

Компонентный анализ показал, что во всех образцах базальтов присутствует одна характеристическая компонента ЕОН, которая размагничивается к 500–550 °С и близка по направлению во всех сайтах. Полюс, рассчитанный для среднего направления данной компоненты, значительно отличается от палеозойского сегмента траектории кажущейся миграции полюсов (ТКМП) для Балтики, в частности, от девонского интервала [4] и от ТКМП Восточно-Европейской платформы [2].

Характеристическая компонента намагниченности в габброидах резко отличается от таковой в базальтах и в географической системе координат близка к известным направлениям позднепалеозойского перемагничивания, широко проявленного на Урале.

Ранее [1] базальты, также отнесённые к аптечногорской свиты, были исследованы в карьере, расположенном в центральной части г. Нижние Серги. Они, как и описанные ранее, относятся к умеренно-щелочной серии, однако по спектрам элементов-примесей близки к E-MORB. Сравнение палеомагнитных данных, приведённых в работе [1], показало, что результаты наших обеих интерпретаций значительно отличаются от них.

Существенные различия геохимических параметров базальтов из карьера и из опорного разреза ставят под сомнение возможность их отнесения к единой аптечногорской свите. Кроме того, сопоставление полученных палеомагнитных данных позволяет предполагать различный возраст базальтов изученных разрезов и их принадлежность к различным тектоническим единицам.

Работа выполнена при поддержке Гранта для молодых ученых ГИН РАН.

За помощь в сборе и интерпретации материала выражаем благодарность А.Ю. Казанскому, Е.А. Володиной, А.А. Дебабовой.

Литература

1. *Жарков А.Д.* Петро- и палеомагнитные данные по базальтам нижнедевонской аптечногорской свиты Бардымского аллохтона Среднего Урала. Бакалаврская работа (на правах рукописи). 2024.

2. *Иосифиди А.Г., Храмов А.Н.* Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений о. Западный Шпицберген. К истории обрамлений Баренцево-Карского Бассейна // Физика Земли, 2013. № 5. С. 132–149.

3. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Нязепетровского района // Ежегодник ИГГ-1981. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 5–8.

4. *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., et al.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviewsю 2012. № 114. С. 325–368.

И.В. Федюкин[1], А.С. Новикова[2], Н.Б. Кузнецов[2], А.В. Шацилло[1], И.В. Латышева[2], К.И. Данцова[3], А.А. Разумовский[1], Т.В. Романюк[1]

Палеомагнетизм и позднепермский изотопный возраст вулканитов кынырчадской свиты зоны Передового хребта Большого Кавказа

В высокогорной части Большого Кавказа (БК) и на его северном склоне довольно широко развит герцинский синорогенный молассовый комплекс, охватывающий среднекаменноугольно-пермский стратиграфический диапазон. В строении пермской части этого комплекса участвуют краснокаменные вулканогенные образования – лавы андезитовых и дацитовых порфиритов, а также кварц- и полевошпат-порфировых трахириолитов, лавобрекчии переменного состава, туфы разной гранулометрии и туффиты [3, 13]. Обычно этот вулканогенный комплекс вместе с преимущественно красноцветными осадочными (обломочными и глинистыми) породами, участвующими вместе с вулканогенными образованиями в строении одних и тех же непрерывных разрезов, выделяют как кынырчадскую свиту [10, 13]. Кынырчадская свита без признаков несогласия, а иногда с эрозионными карманами в основании залегает на толще красноцветных, реже серовато-бурых полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, выделяемой как аксаутская свита. В разрезах аксаутской свиты известны сборы остатков ископаемой хвойной (*Walchia piniformis* Schl. [8], *Lebachia piniformis* (Schl.) Flor., *L. hypnoides* Brong., *L. frondosa* (Ren.) Flor. [10], *Lebachia piniformis* и *L. hypnoides* [14, стр. 35]) и кардоитовой (*Cordaites principalis* Gein. [2]) флоры, а также обломков костей и чешуи пресновод-

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

[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия

[3] Российский университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

ных рыб из рода Acanthodis [3, 4]. Все это позволяет сопоставлять аксаутскую свиту с ассельским и сакмарским ярусами нижней перми [4, 10]. Из нижней части разреза кынырчадской свиты известны сборы отпечатков хвойных (*Walchia* sp.) растений и следы тетрапод, позволяющие с учетом положения в разрезе сопоставить свиту с артинским ярусом ранней перми [10]. Известная оценка возраста кынырчадских эффузивов K-Ar методом 253±10 млн лет [1].

Из краснокаменных вулканитов, участвующих в строении нескольких разрозненных разрезов кынырчадской свиты в бассейне рек Теберда и Аксаут, были отобраны коллекции ориентированных образцов для проведения палеомагнитных исследований. По результатам температурной чистки коллекций выделена характеристическая компонента намагниченности одной полярности. Минерал-носитель палеомагнитной записи – магнетит. Для вулканитов в разрезе долины реки Аксаут характерны склонения в ЮЮЗ румбах и наклонением -21º (рис. 1 А). Учитывая залегание параллельно слоистых терригенных пород, подстилающих вулканиты, падение на север с углом 41º. Сравнение полученных данных с референтной кривой кажущейся миграции полюса для Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [2, 18] указывает на сходство полюсов для пермских вулканических пород (рис. 1 В).

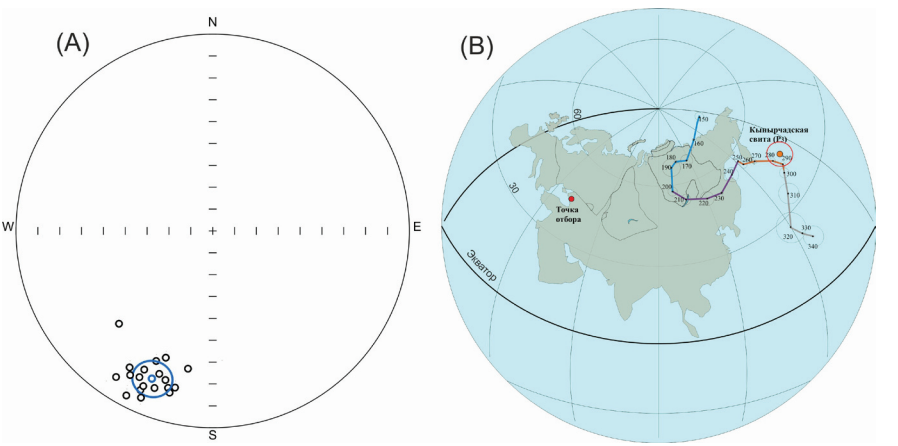


Рис. 1. Результаты палеомагнитного изучения кынырчадской свиты. А – распределение индивидуальных направлений векторов естественной остаточной намагниченности вулканитов кынырчадской свиты на стереограмме (проекция на верхнюю полусферу); В – рассчитанный палеомагнитный полюс для пород кынырчадской свиты и траектория кривой кажущейся миграции полюса для Балтики с 340 до 150 млн лет

Для уточнения изотопного возраста вулканитов кынырчадской свиты из низов ее разреза, слагающих вершинную часть горы Крестовая (1442 м) на левом борту долины р. Аксаут (в точке с координатами 43°37’10,97’’С, 41°39’34,73’’В), нами отобрана проба AR-9 (К24-031а) краснокаменных вулканитов с отчетливо выраженным порфировым строением. Вкрапленники размером от 1 до 4 мм представлены преимущественно розовыми таблитчатыми кристаллами полевых шпатов и кристаллами темноцветных минералов (роговой обманкой) призматической формы с длиной стороны 2–3 мм.

Проба AR-9 начальным весом ~ 1 кг в ГИН РАН раздроблена до -0.5 мм на щековой дробилке. Измельченный материал промыт на концентрационном столе, просушен, подвергнут магнитной и трех-стадийной (2, 5 и 8 А) электромагнитной сепарации. Немагнитная фракция разделена в бромоформе (~2.95 г/см^3). Из фракции тяжелых минералов вручную с использованием бинокуляра случайным образом выбраны кристаллы циркона, которые были имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы вручную до половины типичного размера зёрен. U-Pb (LA-ICP-MS) датирование кристаллов циркона выполнено в ЦКП ИФЗ РАН на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900, соединенным с приставкой для лазерного прибора ESL NWR-213 с длиной волны излучения 213 нм. Диаметр лазерного пучка составлял 35 мкм при плотности энергии ~2.8 Дж/см^2. Время измерения в одной точке – 70 с, из которых 20 с – разогрев лазера и замер фона, 30 с – лазерное испарение и масс-спектрометрическое измерение пробы и 20 с – продувка камеры лазерного пробоотбора. Учитывались следующие массы (изотопы): ^{206}Pb (время регистрации 15 мс), ^{207}Pb (время регистрации 30 мс), ^{208}Pb и ^{232}Th (время регистрации по 3 мс), ^{238}U (время регистрации 10 мс). В качестве внешнего стандарта служили эталонные кристаллы циркона GJ-1 (600 млн лет) [15], в качестве контрольного образца – эталоны Plešovice (337 млн лет) [17] и 91500 (1065 млн лет) [19].

Размер большинства изученных кристаллов циркона 100÷150 мкм. Все изученные кристаллы водяно-прозрачные с едва заметным желтоватым оттенком, фактически не содержат чужеродных минеральных включений. Изредка можно отметить наличие в кристаллах каналов течения вещества и трещины.

Для 15 кристаллов циркона из вулканитов пробы AR-9 проведен U-Th-Pb изотопный анализ. В результате специализированной обработки аналитических сигналов (методика которой подробно описана в работах [5, 7, 16]) для 2 кристаллов циркона не удалось получить близких к конкордантным оценок возраста. Для 2 анализов получено по одной датировке, для 7 анализов получено по две датировки, и для 4 анализов получено по три датировки. Всего получено 28 датировок с величиной дискордантности не выходящей за пределы ±2% (рис. 2).

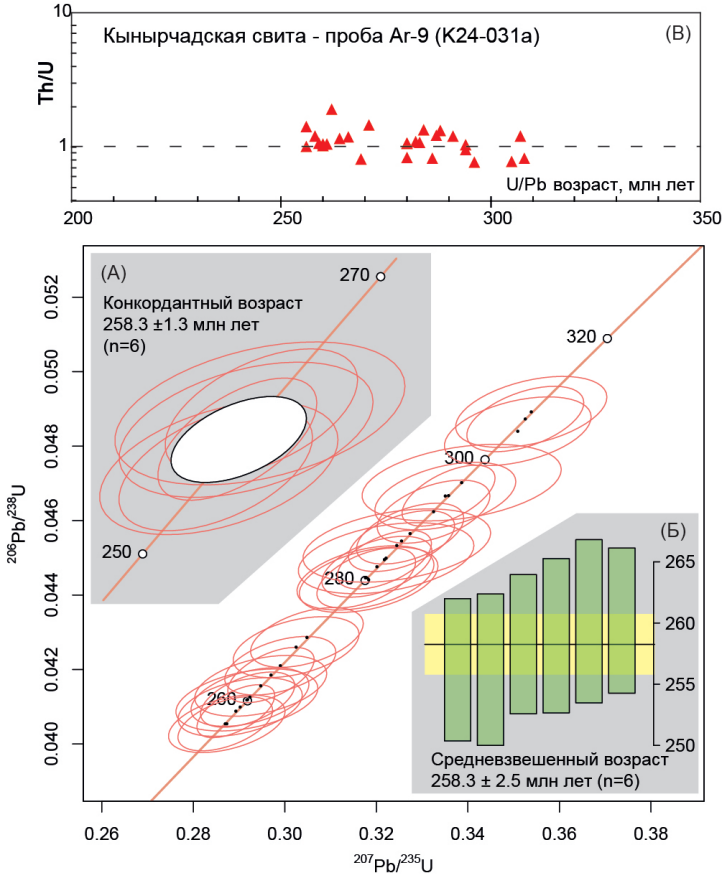


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для кристаллов циркона из вулканитов кынырчадской свиты – проба Ar-9 (K24-031a).
На врезках: (А) – диаграмма с конкордией для 6 наиболее молодых датировок; (Б) – диаграмма, иллюстрирующая расчет средневзвешенного возраста по 6 самым молодым датировкам; (В) – диаграмма Th/U–U-Pb возраст

Средневзвешенная оценка возраста по 6 наиболее молодым датировкам составила 258.3±2.5 млн лет (рис. 2, Б). При этом оценка конкордатного возраста по этим 6 датировкам составила 258.3±1.3 млн лет (рис. 2, А). Эти оценки в пределах погрешности воспроизводят известную датировку кынырчадских вулканитов (253±10 млн лет), полученную K-Ar методом [1] и позволяют считать возраст кынырчадской свиты, соответствующим началу вятского века татарской (поздней) эпохи пермского периода.

В изученных кристаллах циркона зафиксированы содержания Th от 54 до 857 мкг/г и U от 70 до 651 мкг/г; и лишь в одном зерне получены более высокие содержания Th = 2027, U = 1383 мкг/г. При этом величины Th/U варьируют в диапазоне от 0.77 до 1.92 (рис. 1а).

Средневзвешанная оценка возраста трех наиболее древних датировок составила около 304 млн лет (рис. 2 В). Эта оценка близка датировкам гранитов, довольно широко представленных в строении выступов герцинского фундамента Большого Кавказа (Даховского [6], Малкинского [11], Тырныаузского [12] и др.), а также – проявлениям 1 и 2 этапов каменноугольно-триасового магматизма в Скифско-Понтидской дуге [9]. Кроме того, частотные пики с близкими оценками возраста отмечены на кривых плотности вероятности, характеризующих распределение возрастов зерен детритового циркона из песчаников нижнепермской аксаутской и верхнекаменноугольной гремучинской свит.

Выводы

Позднепермские вулканиты кынырчадской свиты БК были сформированы в южном складчатом обрамлении ВЕП и представляют собой вулканогенный элемент строения верхней части разреза эпигерцинского синорогенного молассового комплекса, участвующего в строении фундамента южной части Скифской молодой платформы, вовлеченной в альпийское горообразование.

Исследования выполнены в соответствии с темами Госзаданий ИФЗ РАН и ГИН РАН. Палеомагнитные исследования и датирование единичных кристаллов циркона вулканитов кынырчадской свиты выполнено за счет средств гранта РНФ (№ 25-17-00301).

Литература

1. *Абдулаев Р.Н., Афанасьев Г.Д*. Материалы к геохронологии Кавказа. Тр. XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука. 1970. С. 76–87.

2. *Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М*. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 13–21.

3. *Ажгирей Г.Д. и др.* Геология Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.

4. *Белов А.А*. Новые данные по стратиграфии красноцветной толши нижней перми центральной части Северного Кавказа // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1958. № 12. С. 52–63.

5. *Колодяжный С.Ю., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. и др*. Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть ВЕП): результаты изуче-

ния U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 70–95.

6. *Кузнецов Н.Б., Бишаев Ю.А., Романюк Т.В. и др*. Граниты Даховского массива (северный склон Большого Кавказа) – возраст, структурное положение, термальная эволюция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2025. С. 146–150.

7. *Кузнецов Н.Б., Разумовский А.А., Латышева И.В. и др*. Вклад в региональную стратиграфию верхнего докембрия Бечасынской зоны северного склона Большого Кавказа по результатам U–Th–Pb (LA-ICP-MS) датирования циркона из метатуфопесчаников шиджатмазской и долинонарзанной свит // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 2026. № 3.

8. *Робинсон В.Н*. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа // Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. М: МинГео СССР, 1946. С. 5–32.

9. *Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В. и др*. Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473.

10. *Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов В.В. и др*. Гос. геол. карта РФ м-ба 1:200 000. Серия Кавказская. Лист K-37-VI, (XII). М.: Моск. филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021.

11. *Снежко В.А., Снежко В.В., Шарпенок Л.Н*. Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Северный Кавказ) // Региональная геология. 2021. № 85. С. 5–20.

12. *Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В*. Позднепалеозойский возраст интрузивных пород массива «трондьемитов» Mo–W месторождения Тырныауз (Северный Кавказ, Россия): первые результаты U–Pb изотопного датирования циркона (метод LA–ICP–MS) // Докл. РАН. Науки о Земле, 2021. Т. 497. № 2. С. 116–121. DOI: 10.31857/S2686739721040174.

13. Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь / Гл. ред. В.Н. Верещагин. Л.: Недра, 1977. 535 с.

14. *Щеголев К.А*. Верхний карбон Северного Кавказа в Зеленчук-Тебердинском междуречье (флора, растительный покров, стратиграфия, палеогеография). Киев: Наукова думка, 1979. 196 с.

15. *Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L. Belousova E.A*. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chemical Geology. 2004. V. 211. P. 47–69.

16. *Kuznetsov N.B., Korshunov D.M., Proshina P.A. et al*. Sources of Clastic Material for the Cretaceous–Paleogene Boundary Deposits in Klementyev Mountain, Eastern Crimea: Results of the U–Th–Pb Dating of Detrital Zircon

Grains and Their Significance for Regional Paleogeographic Reconstructions // Lithology and Mineral Resources. 2025. V. 60. N 6. P. 677–703. DOI: 10.1134/S0024490225700282.

17. *Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J.* Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1–35.

18. *Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U. et al.* Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth Sci. Rev. 2012. V. 114. N 3–4. P. 325–368.

19. *Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., van Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W*. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. 19. P. 1–23.

А.И. Ханчук[1], М.В. Лучицкая[1], Е.В. Ватрушкина[1], С.М. Катков[2], Л.С. Канимбуе[1]

Адакитовые и высококалиевые гранитоиды егдыгкычского и весеннинского комплексов как индикаторы постсубдукционной обстановки формирования медно-порфировых месторождений Баимской рудной зоны Чукотки в раннемеловое время

Баимская рудная зона (БРЗ) расположена в Олойской зоне Алазейско-Олойской складчатой системы, сложенной, в основном, островодужными террейнами широкого возрастного диапазона от девона до юры [2, 10, 11]. Она протягивается в север-северо-западном направлении более чем на 150 км при ширине 30–50 км и приурочена к системе правых сдвигов северо-западного простирания [15, 16]. Наиболее широко распространенные позднеюрские вулканогенные отложения рассматривались в составе Олойского вулканического пояса (поздняя юра – ранний мел), расположенного на гетерогенном палеозойско-раннемезозойском основании, в основном энсиматическом [3]. В восточной части БРЗ развиты комплексы Яракваамского террейна, представленные средне-позднедевонскими,

[1] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2] ООО «Аракс», Москва, Россия

позднекаменноугольно-раннепермскими вулканогенно-осадочными комплексами и позднепалеозойскими офиолитами островодужного типа. На палеозойских толщах трангрессивно залегают триасовые и нижне-среднеюрские прибрежно-морские и мелководно-морские терригенные отложения. Верхняя юра Яракваамского террейна сложена вулканогенно-осадочными отложениями островодужного типа [4]. К юго-западу от Яракваамского террейна распространен позднеюрский вулканический комплекс, который постепенно сменяется раннемеловыми преимущественно туфо-терригенными образованиями [12]. Петролого-геохимические характеристики вулканитов отражают их формирование в надсубдукционной обстановке и эволюцию вулканизма от обстановки юной дуги в оксфорд-кимериджское время до развитой дуги в титонское время [12].

Рудоносные интрузии БРЗ прорывают титон-нижнеберриасские островодужные отложения и разделяются на монцонитоидный егдэгкычский комплекс, образующий крупные массивы и диорит-порфиритовый весеннинский небольших тел по соседству с массивами егдэгкычского комплекса [15, 16]. U-Pb возрасты по циркону для егдэгкэчского комплекса находятся в интервале 144–135 млн лет [5, 7, 9, 16, 19], а для весеннинского получены датировки 143 и 141 млн лет [16]. Недавно на юго-востоке БРЗ был выделен неокомский трехглавый комплекс (142–138 млн лет, U-Pb), представленный рядом от умереннокалиевых габбро до высококалиевых лейкогранитов нормально-щелочного ряда [6]. Интрузивы приурочены к полосе северо-западного простирания вдоль границы палеозойского Яракваамского террейна и позднеюрской эпиокеанической островной дуги. В последнюю внедрялись гранитоиды массивов, в которых расположены месторождения Песчанка, Находка и рудопроявления Западно-Бургахчанской площади. А.Ф. Читалиным и др. [15, 16, 22] показано, что внедрение рудоносных интрузий происходило синхронно с формированием правосдвиговой системы БРЗ, образованной крупными разломами СЗ простирания, которые отражают зону глубинного сдвига шириной 20–50 км. Эти разломы на складчатом (дорудном) этапе развивались как левые, а на рудном и пострудном этапах, преимущественно, как правые сдвиги. Сопряженными с главными сдвигами являются меридиональные сбросы и отрывы, контролирующие рудные штокверки медно-порфировых месторождений, левые сдвиги и сбросо-сдвиги СВ простирания, а также пологие надвиги. Кулисно расположенные субмеридиональные линейные интрузивы и приуроченные к ним рудные штокверки меридионального простирания маркировали участки локального растяжения в правосдвиговой зоне на рудном этапе [15–17].

В пределах Бургахчанского рудного узла на правом берегу р. Бургахчан в ее верховьях расположен Ничанский массив, он протягивается на

12 км в меридиональном направлении, имея ширину от 2 до 5 км, площадь массива составляет около 40 км^2. Породы Ничанского массива прорывают верхнеоксфордско-нижнетитонские преимущественно терригенные отложения эльдукской свиты и верхнетитонско-берриасские вулканогенные и туфо-терригенные комплексы элгакчанской свиты [13].

Ничанский массив сложен габбро-диорит-монцодиоритовым егдэгкычским комплексом и диоритовыми порфиритами весеннинского комплекса [5, 13]. U-Pb (SIMS, циркон) возраст монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов егдэгкычского комплекса Ничанского массива составляет 139–142 млн лет [5, 9].

Среди пород егдэгкычского комплекса массива Ничан нами изучены монцодиориты, кварцевые монцодиориты, гранодиориты и диоритовые порфириты, кварцевые монцодиорит-порфириты, весеннинского комплекса – биотит-роговообманково-плагиоклазовые диоритовые порфириты и гранодиорит-порфиры.

Породы егдэгкычского и весеннинского комплексов на диаграмме TAS относятся к породам умеренной щелочности – монцодиоритам, монцонитам и граносиенитам. По соотношению K_2O и SiO_2, Co и Th породы относятся к выс-К известково-щелочной серии.

Породы обоих комплексов относятся к магнезиальным (Fe* = 0.53–0.74), известково-щелочным и щелочно-известковым (MALI = 0.34–6.92), метаглиноземистым (ASI = 0.73–0.98) образованиям [26] и близки по этим параметрам к гранитоидам I-типа.

Монцодиориты, кварцевые монцодиориты и граносиениты егдэгкычского комплекса имеют сходную степень фракционирования РЗЭ с обогащением ЛРЗЭ, деплетированием ТРЗЭ, (La_N/Yb_N = 6.43–11.53) и незначительной отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu* = 0.80–0.91). Диоритовые порфириты и гранодиорит-порфиры весеннинского комплексов характеризуются тем же типом распределением РЗЭ, но при более низких их суммарных содержаниях, с максимальным деплетированием ТРЗЭ (La_N/Yb_N = 6.95–15.63) и отсутствием Eu-аномалии (Eu/Eu* = 0.98–1.03). Аналогичный тип распределения РЗЭ имеют монцониты егдэгкычского комплекса месторождения Песчанка БСЗ [34], породы егдэгкычского комплекса СЗ части Олойской зоны [1] и породы трехглавового комплекса. Отмечается сходство с распределением РЗЭ выс-Si адакитов.

Мультиэлементные диаграммы монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов, монцонитов и граносиенитов егдэгкычского комплекса характеризуются обогащением КИЛ элементами относительно ВЗЭ, типичными для надсубдукционных комплексов с положительными аномалиями Cs, Ba, U, K, Pb, Sr и значительной Ta-Nb, а также P, Ti отрицательными аномалиями. Спайдерграммы диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров весеннинского комплекса отличаются более глубокими отри-

цательными аномалиями Ta, Nb, а также Th, La, Ce и бóльшим деплетированием ТРЗЭ и Y.

Породы егдэгкычского и весеннинского комплексов Ничанского массива имеют сходство как с адакитами в целом [23, 42], так и с выс-SiO_2 адакитами [32] и slab-failure адакитами. По сравнению с выс-SiO_2 адакитами породы обоих комплексов Ничанского массива в среднем имеют несколько более высокие средние содержания Na_2O, K_2O/Na_2O, Sr и Sr/Y и более низкие (La/Yb)n и MgO.

Авторы [42] отмечают, что магмы выс-SiO_2 адакитов, процесс формирования которых связан с механизмом отрыва слэба имеют специфические геохимические черты: Sr/Y > 20, Nb/Y > 0.4, Ta/Yb > 0.3, La/Yb > 10, Gd/Yb > 2 и Sm/Yb > 2.5. Породы егдэгкычского и весеннинского комплексов Ничанского массива удовлетворяют этим условиям: Sr/Y = 18–368, Nb/Y = 0.34–0.59, Ta/Yb = 0.22–0.38, La/Yb = 8.97–21.79, Gd/Yb = 1.88–4.28, Sm/Yb = 2.21–6.36.

На ряде диаграмм, предложенных в работе [36] точки составов пород егдэгкычского и весеннинского комплексов располагаются в поле slab-failure гранитоидов, в отличие от пород трехглавого комплекса, который сосредоточен в поле островодужных гранитоидов. На диаграммах, разделяющих магматические породы трансформной и конвергентной окраин тихоокеанского типа, точки составов пород егдэгкычского и весеннинского комплексов БРЗ и северо-западной части Олойской зоны приурочены к полям постсубдукционных пород трансформных окраин и адакитов. Породы трехглавого комплекса располагаются как в поле магматитов трансформной, так и конвергентной окраин, часть из них попадает в поле адакитов.

Адакитовая и высококалиевая геохимическая специализация гранитоидов егдэгкычского комплекса позволяет по-новому оценить геодинамическую обстановку их формирования. Существуют различные гипотезы о происхождении и механизме формирования адакитов, а интерес к ним обусловлен, в том числе, пространственной и временной связью большинства порфировых медных и эпитермальных золотых месторождений с адакитовыми породами и окисленными магмами [8, 29, 35, 37, 41].

Геохимические признаки адакитов, такие как высокие отношения Sr/Y (≥40) и La/Yb (≥20) позволяют отличать их от типичных надсубдукционных магм, хотя адакиты имеют такие же отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti на спайдерграммах [23, 24]. Эти геохимические признаки обычно интерпретируются как результат частичного плавления пород основного состава в области стабильности граната [23], т.е. на глубине более 40 км.

Концепция образования части адакитов на начальном этапе субдукции за счет частичного плавления молодой и горячей океанической коры [23] не вызывает дискуссий [8, 21, 28, 32, 42 и др.]. Разногласия возникают

при интерпретации образования адакитов в обстановках, не связанных с субдукцией, но надо отметить, что практически все они могут рассматриваться как постсубдукционные [8, 29, 42 и др.]. В зоне перехода континент–океан описаны различные причины прекращения субдукции [14, 18, 20, 21, 27, 28, 30, 34, 40], но общей характеристикой для них является апвелинг подслэбовой астеносферы после завершения субдукции.

В дискуссии о формировании постсубдукционных адакитов главным является принятие или отрицание частичного плавления слэба предшествующей субдукции. Характерный пример – неогеновые адакитовые вулканиты окраины континента в Нижней Калифорнии Мексики. Их постсубдукционное происхождение не вызывает сомнений, но они рассматриваются либо как результат частичного плавления краев разрыва слэба при апвеллинге подслэбовой астеносферы [18, 20 и др.], либо как результат плавления мафической нижней коры под воздействием тепловой энергии подслэбовой астеносферы [21]. Адакиты могут являться составной частью постсубдукционной ассоциации (например, Нижняя Калифорния), которая включает дифференцированные породы известково-щелочной и выс-К известково-щелочной серий, базальтовые лавы от деплетированных MORB до щелочных и, реже, обогащённых Nb базальтов [18, 21, 34].

В зонах континентальной коллизии предполагается деструкция ранее субдуцированной океанической литосферы (слэба), его разрывы и отрывы с дальнейшим погружением в мантию, что позволяет объяснить особенности син- и постколлизионного магматизма подъемом астеносферы сначала в узкий разлом в слэбе, а после его отрыва проникновением астеносферных расплавов в литосферу перекрывающей плиты [25]. Была разработана модель деструкции слэба (slab failure) и предложены диаграммы, которые позволяют отличать гранитоиды связанные с двумя различными геодинамическими процессами: субдукции, а затем постсубдукционной деструкции слэба [36].

Подъем подслэбовой астеносферы приводит к повышению температур, тем самым вызывая частичное плавление слэба, включая производные из осадков и вышележащей литосферы [36]. Магмы, возникающие в результате взаимодействия между расплавами базальтовой и осадочной частей слэба с мантийным клином, метасоматизированным в ходе предшествующей субдукции, демонстрируют повышенный уровень окисления по сравнению с типичными надсубдукционными магмами, тем самым открывая возможность формирования Cu-Au минерализации [33].

Адакитовые и высококалиевые гранитоиды БРЗ образовались в процессе аккреции в конце юры к палеозойскому складчатому обрамлению Омолонского кратонного массива средне-позднеюрской эпиокеанической Олойской островной дуги в результате коллизии Колымо-Омолонского

и Чукотского микроконтинентов и закрытия Южно-Анюйского океана. Баимская сдвиговая зона ориентирована косо к простиранию комплексов Южно-Анюйской сутуры [15], что типично для ориентации транспрессионных и транстенсивных структур зон коллизии относительно оси конвергенции, а внедрение интрузий егдэгкычского комплекса, возможно, отражает переход к постколлизионному растяжению. Адакитовые и высококалиевые гранитоиды БРЗ являются постсубдукционными (коллизионными). Большинство гранитоидов егдэгкычского и весеннинского комплексов по отношениям Gd, Nb, Rb, Y, La, Sm, Yb по [36] соответствуют гранитоидам, которые формировались над зонами деструкции слэба (slab failure) в коллизионных обстановках, тогда как более ранние гранитоиды позднеюрского возраста имеют надсубдукционные характеристики. Гранитоиды БРЗ являются аналогами ассоциация адакитовых и высококалиевых гранитоидов и приуроченных к ним медно-порфировых месторождений, типичной для Альпийско-Гималайского коллизионного пояса [31, 37–39 и др.].

Работа выполнена за счет средств госзадания № FMMG-2024-0001.

Литература

1. *Акинин В.В., Ползуненков Г.О., Прокопьев А.В., Брусницына Е.А*. Магматизм Омолонского кратонного террейна (Северо-Восток России): геохронология, геохимия и геодинамика // Геология и геофизика. 2025.

2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Под ред. А.И. Ханчука – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

3. *Горячев Н.А.* Олойский вулканический пояс (поздняя юра – ранний мел). – В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Под ред. А.И. Ханчука – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 259–260.

4. *Исаева Е.П., Звизда Т.В., Лазарева Е.И., Мазуркевич К.Н., Падерин П.Г.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 1 000 000. Третьей поколение. Серия Чукотская. Лист Q-58 – Алискерово. Объяснительная записка. ФГБУ «ВСЕГЕИ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 372 с.

5. *Кара Т.В*. Новые данные о возрасте магматических комплексов Алазейско-Олойской складчатой системы (Западная Чукотка) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 6. С. 107–115.

6. *Коновалов А.Л., Черкашин А.В., Старикова Е.В., Сурин Т.Н., Гагиева А.М.* Раннемеловые гранитоидные комплексы Олойской зоны // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. 2024. № 2. С. 3–25.

7. *Котова М.С., Нагорная Е.В., Аносова М.О. и др*. Датирование метасоматического процесса и рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Находкинского рудного поля (Западная Чукотка) // Геохронологические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических

процессов. Мат-лы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 181–184.

8. *Лучицкая М.В.* Адакитовый магматизм – состав, петрогенезис, геодинамическая обстановка и аспект применения термина «адакит» // Геотектоника. 2022. № 4. С. 92–128.

9. *Лучицкая М.В., Кара Т.В., Катков С.М.* Новые данные о возрасте массива Ничан Олойского вулканического пояса (Западная Чукотка) // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение геологическое. 2018. Т. 93. Вып. 2. С. 27–33.

10. *Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

11. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В*. Тектоническая позиция Южно-Анюйской сутуры // Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.

12. *Старикова Е.В., Гагиева А.М., Коновалов А.Л., Ватрушкина Е.В., Акинин В.В.* Верхнеюрско-нижнемеловые отложения восточной части Олойской зоны: стратиграфия, геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 4. С. 3–29.

13. *Фурман А.О.* Отчет о работах по объекту «Оценка перспектив благороднометального оруденения Бургахчанской площади за 2003–2006 гг. 2008. Кн. 1. Билибино.

14. *Ханчук А.И., Гребенников А.В*. Позднемиоцен-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 5. С. 3–15.

15. *Читалин А.Ф., Бакшеев И.А. Николаев Ю.Н.* Медно-порфировая и эпитермальная золото-серебряная минерализация Баимской рудной зоны, Западная Чукотка, Россия // Геология руд. месторождений. 2024. Т. 66. № 1. С. 27–48.

16. *Читалин А.Ф., Николаев Ю.Н., Бакшеев И.А., Прокофьев В.Ю., Фомичев Е.В., Усенко В.В., Нагорная Е.В., Марущенко Л.И., Сидорина Ю.Н., Джеджея Г.Т.* Порфирово-эпитермальные системы Баимской рудной зоны, Западная Чукотка // Смирновский сборник. М.: Макс-Пресс, 2016. С. 82–115.

17. *Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В.* Баимская рудная зона – кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2013. № 6. С. 68–73.

18. *Aguillon-Robles A., Calmus T., Benoit M., Bellon H., Maury R.C., Cotton J., Bourgois J., Michaud F.* Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: Indicators of East Pacific Rise Subduction below Southern Baja California // Geology. 2001. V. 29, N 6. P. 531–534.

19. *Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova M.I.* 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.https://doi.org/10.1130/GES01165.1

20. *Benoit M., Aguillón-Robles A., Calmus T., Maury R., Bellon H., Cotten J., Bourgois J., Michaud F*. Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: Implications of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window // Journal of Geology. 2002. V. 110. P. 627–648. DOI: 10.1086/342735.

21. *Castillo R.P*. Origin of the adakite–high-Nb basalt association and its implications for postsubduction magmatism in Baja California, Mexico // GSA Bulletin. 2008. V. 120, N 3-4. P. 451–462.

22. *Chitalin A.F., Baksheev I.A., Nikolaev Y.N., Nagornaya E.V., Khabibullina Y.N., Nikolaeva I.Yu, Kalko I.A., Muller D.* Porphyry-epithermal Cu-Mo-Au-Ag mineralization in the Nakhodka ore field, Baimka Trend, Chukotka, Russia:a geological, mineralogical and geochemical perspective // Mineralium Deposita. 2022. V. 58. № 1. P. 287–306.

23. *Defant M.J., Drummond M.S*. Derivation of some modern arc magmas by young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347. P. 662–665.

24. *Defant M., Kepezhinskas P*. Evidence suggests slab melting in arc magmas // EOS. Transact. AGU. 2001.Vol. 82. No 6. P. 65–69.

25. *Davies J.H., von Blanckenburg F*. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 129. P. 85–102.

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

27. *Holm R.J., Spandler C., Richards S.W*. Melanesian arc far-field response to collision of the Ontong Java Plateau: geochronology and pertrogenesis of the Simuku Igneous Complex, New Britain, Papua New Guinea // Tectonophysics. 2013. V. 603. P. 189–212.

28. *Holm R.J., Tapster S., Jelsma H.A., Rosenbaum G., Mark D.F*. Tectonic evolutionand copper-gold metallogenesis of the Papua New Guinea and Solomon Islands region // Ore Geology Review. 2019. V. 104. P. 208–226.

29. *Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., Konovalova N*. Adakites, high-Nb basalts and copper–gold deposits in magmatic arcs and collisional orogens: an overview // Geosciences. 2022. V. 12, N 1. 29 p.

30. *Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M.H*. Slab portal beneath the western Aleutians // Geology. 2005. V. 33. P. 253–256.

31. *Lu T.Y., He Z.Y., Klemd R*. Two phases of post-onset collision adakitic magmatism in the southern Lhasa subterrane, Tibet, and their tectonic implications // GSA Bulletin. 2020. V.132. No 7–8. P. 1587–1602.

32. *Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D.* An overview of adakite, tonalite-trondhjemitegranodiorite (TTG) and sanukitoid: Relation-

ships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. No 1–2. P. 1–24.

33. *Mungall J.E*. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits // Geology. 2002. V. 30 (10). P. 915–918.

34. *Pallares C., Maury R.C., Bellon H., Royer J.-Y., Calmus T., Aguillon-Robles A., Cotten J., Benoit M., Michaud F., Bourgois J*. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico // J.Volcanology and Geothermal Research. 2007. V. 161. P. 95–117.

35. *Richards J.P*. Post-subduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits – products of remelting of subduction modified lithosphere // Geology. 2009. V. 37. P. 247–250.

36. *Whalen J.B., Hildebrand R.S*. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // Lithos. 2019. V. 348–349. P. 105179.

37. *Xu J.F., Chen S.S*. Petrogenesis of adakitic rocks unrelated to slab melting and adakitic porphyries associated with Cu mineralization // Lithos. 2023. V. 458–459. 107351.

38. *Xu B., Hou Z.-Q., Griffin W.L., Zheng Y.-C., Wang T., Guo Zh., Hou J., Santosh M., O'Reilly S.Y*. Cenozoic lithospheric architecture and metallogenesis in Southeastern Tibet // Earth-Science Reviews. 2021. V. 214. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103472.

39. *Yang H., Liu A., Wu P., Wang F*. Petrogenesis and Tectonic Implications of the Oligocene Dalongtan Shoshonitic Syenite Porphyry in Central Yunnan, Southeastern Tibetan Plateau: Constraints from Geochronology, Geochemistry and Sr-Nd-Hf Isotopes // Minerals 2024. V. 14. P. 282. https:// doi.org/10.3390/min14030282.

40. *Yogodzinski G., Lees J., Churikova T., Dorendorf F., Woerner G., Volynets O*. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // Nature. 2001. V. 409. P. 500–504. V. 107. P. 505–519.

41. *Yousefi F., Lentz D.R*. Formation of high-silica adakites and their relationship with slab break-off: Implications for generating fertile Cu-Au-Mo porphyry systems // Geoscience Frontiers. 2024. V. 15, N 6. Art. 101927.

42. *Zhang L., Li S., Zhao Q.* A review of research on adakites // Int. Geol. Rev. 2019. V. 63. No 1. P. 47–64.

А.И. Хисамутдинова[1], А.А. Баранцев[1], А.С. Гриневский[1], Н.Р. Касков[1], И.В. Казора[1], Ю.А. Тиссен[1], Д.Е. Мирошниченко[1], Т.Н. Кирьянова[1]

Особенности тектонических дислокаций мелового структурного этажа центральной части Фроловской мегавпадины

Западно-Сибирская плита относится к молодым образованиям земной коры и представляет собой огромную зону прогибания, сложенную, в основном, терригенными платформенными формациями от триаса до палеогена включительно. Они перекрываются маломощными горизонтами неоген-четвертичных осадков на большей части со стратиграфическим несогласием. Платформенный чехол залегает несогласно на гетерогенном фундаменте, характеризующимся различием состава и возраста слагающих его комплексов.

В Западно-Сибирской плите выделяется три главных структурных этажа: 1) складчатый фундамент, сложенный формациями почти исключительно палеозойского возраста; 2) рифтовый (или промежуточный) структурный этаж, представленный базальтами, иногда базальтами и риолитами позднепермского–раннетриасового возраста, сменяющимися вверх по разрезу терригенными толщами среднего и позднего триаса; 3) ортоплатформенный чехол, сложенный юрскими и более молодыми, практически недислоцированными осадочными толщами. Мощность чехла увеличивается в северном направлении, достигая 6 км и более. Первые два этажа объединяют термином доюрский комплекс Западной Сибири.

На тектонической карте центральной части Западно-Сибирской плиты [4], рассматриваемый регион расположен в центральной части Елизаровского прогиба, разделяющего две положительные структуры II порядка: Рогожниковский и Верхнеляминский валы, которые в свою очередь являются частями крупных структур I порядка, – Красноленинского свода и Фроловской мегавпадины соответственно.

По [1, 2] для всего Западно-Сибирского осадочного бассейна выделены три основных этапа тектонической активизации ортоплатформенного чехла, сопровождавшихся формированием разрывных нарушений: раннеюрский, берриас-валанжинский и посттуронский (кайнозойский).

В Елизаровском прогибе Фроловской мегавпадины в 2009–2024 гг. были проведены сейсморазведочные работы методом МОГТ 3D, суммар-

[1] ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» Москва, Россия

ной площадью свыше 3400 км^2. В процессе интерпретации сейсмических данных были построены структурные карты основных опорных отражающих горизонтов: кровля доюрского комплекса (ОГ «А»), тюменской свиты (ОГ «Т»), баженовской свиты (ОГ «Б»), фроловской свиты (ОГ «М»), викуловской свиты (ОГ «М1»), уватской свиты (ОГ «Г»). Как это принято в нефтяной отрасли, были построены карты мощностей осадочных комплексов. Их комплексный анализ показал значимые изменения структурного облика изучаемой территории на границе раннего и позднего мела.

При создании структурно-тектонического каркаса центральной части Елизаровского прогиба отмечено, что тектонические дислокации приурочены, в основном, к складчатому фундаменту и рифтовому структурному этажу. Надо отметить, что значимой особенностью рассматриваемой территории является её приуроченность к области сочленения разновозрастных палеозойских террейнов доюрского основания и рассекающего их сложнопостроенного триасового грабена.

В зоне развития рифтового этажа, сложенного пермско-триасовым вулканогенным комплексом, тектонические нарушения по сейсмическим данным выделяются значительно проще. Это объясняется: 1) особенностями сейсмической записи: контрастные протяжённые отражения, в которых заметнее основные признаки выделения в волновом поле зон предполагаемых разломов (нарушение сплошности осей синфазности, резкое изменение наклона горизонтов, изменение динамики прослеживаемого горизонта, резкое ослабление амплитуды волнового поля); 2) геодинамической обстановкой формирования.

Юрский интервал разреза характеризуется очень низкой тектонической раздробленностью. Незначительная часть разломов доюрского заложения может прослеживаться вплоть до нижних пластов тюменской свиты.

Следующим структурным этажом, для которого характерна неравномерная по латерали тектоническая раздробленность, включает в себя отложения фроловской, кошайской, викуловской и ханты-мансийской свит нижнего мела. Это преимущественно тонкозернистые отложения, представленные глинами серыми и тёмно-серыми, массивными с прослоями песчаников серых, мелкозернистых, сменяющиеся в выше по разрезу алевритовыми и алевролитовыми разностями с единичными прослоями глин и глинистых известняков. К верхней подсвите викуловской свиты приурочены прослои песчаников и алевролитов, выше по разрезу снова сменяющиеся глинами и алевролитами [3].

В этом интервале по сейсмическим данным 3D прослежен ансамбль сбросов, в волновой картине проявленный выраженным разрывом осей синфазности с наклонами плоскостей разломов в сторону опущенных блоков (нормальный сброс). Вертикальные амплитуды смещения составляют

от 10 до 45 м. Протяжённость плоскостей разломов от 500 м до 10–13 км. Менее 1% прослеженных плоскостей разломов достигают кровли верхнеюрского интервала, угасая в нём. Однако по меньшей мере 3 крупных сброса мелового структурного этажа в пределах всей изученной площади имеют проекции, совпадающие с плоскостями разрывных нарушений доюрского комплекса.

В центральной части описываемой территории меловые тектонические нарушения формируют так называемую «полигональную» систему разломов. Это ансамбль небольших нормальных сбросов, чаще всего проявленных в преимущественно тонкозернистых отложениях. Линии пересечения плоскостей таких разломов со структурными поверхностями (картами кровель опорных горизонтов), как правило, в плане имеет полигональный рисунок, а также переменные направления простирания. Сами плоскости разломов могут пересекаться под субперпендикулярными углами. Объяснениям возможного происхождения подобных полигональных систем посвящены многочисленные работы [5–7]. Основные гипотезы природы возникновения полигональных разломов:

• инверсия плотности (она связана с неравномерной литификацией глинистого осадка, из-за которой возникает избыточное внутреннее давление в осадке, а после формируются трещины);

• гравитационное уплотнение;

• синерезисом (выделение жидкой фазы из дисперсионной системы в водонасыщенных тонкодисперсных глинистых осадках в стадию диагенеза и представляет собой постепенное самоуплотнение пространственной структуры под действием сцепления между коллоидными и субколлоидными частицами);

• разрушение при сдвиге (преобразования кремнистого вещества уменьшает общий объём породы и вызывает дифференциальное уплотнение и сдвиговое разрушение в ходе региональных диагенетических процессов в кремнистых отложениях).

Так или иначе, однозначной интерпретации генезиса полигональной системы разломов нет. В текущем исследовании отмечается приуроченность большинства полигональных разломов мелового интервала к выступам кровли доюрского комплекса – резко расчленённой поверхности (рис. 1). Подобная приуроченность характерна только для зон, где доюрский комплекс представлен вулканогенным позднепермским–раннетриасовым комплексом, формирующим рифтовый структурный этаж (рис. 1).

Облик меловых разломов заметно изменяется при отдалении от триасового рифтового грабена. За его пределами в породах мелового интервала разрывные нарушения либо меняют свой облик на нормальные сбросы с азимутом падения З-СЗ, либо комплекс вообще не разбит разрывными нарушениями. Отдельно обращает на себя внимание группа разрывных

нарушений, протягивающихся с северо-запада на юго-восток сложной z-образной кривой. Этот ансамбль разрывных нарушений указывает на сдвиговую компоненту меловых структурных дислокаций, сопровождавшую структурную перестройку региона на границе раннего–позднего мела.

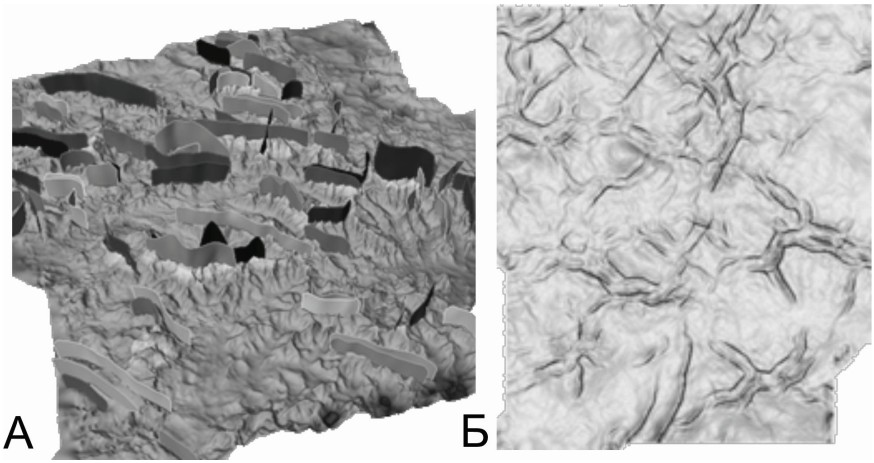


Рис. 1. Полигональная система разломов мелового интервала разреза: А) в объёме; Б) срез по кубу «chaos» на уровне кровли фроловской свиты нижнего мела

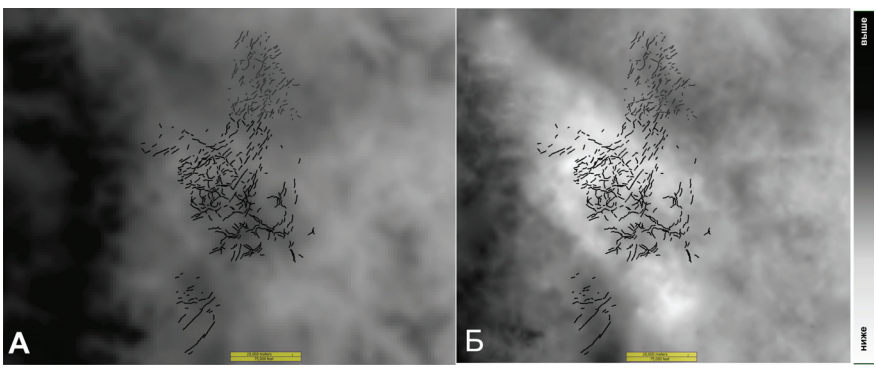


Рис. 2. Полигоны разрывных нарушений мелового возраста, показанные на структурной карте по кровле доюрского комплекса (А) и на структурной карте по кровле фроловской свиты (Б). Примечание: полигоны разрывных нарушений прослежены в контуре сейсмических съёмок

Возникновение и развитие тектонических нарушений мелового интервала, вероятно, являются откликом на планетарную структурную перестройку, в результате которой наименее жёсткие блоки фундамента – триасовые рифтовые грабены и области их сочленения с палеозойскими террейнами в основании Западно-Сибирской плиты, в первую очередь испытали деформацию, особенно ярко проявленную в синхронном структурной перестройке меловом интервале разреза.

Литература

1. *Конторович В.А., Беляева С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И.* Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11-12. С. 1832–1845.

2. *Конторович В.А*. Мезозойско-кайнозойская тектоника и нефтегазоносность западной Сибири // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 461–474.

3. Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, Новосибирск, 2004 г.

4. Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты / Под ред. Шпильмана В.И., Змановского Н.И., Подсосовой Л.Л. Тюмень: изд. ГП НАЦ РН им. В.И. Шпильмана, 1998.

5. *Cartwright J., James D., Bolton A*. The Genesis of Polygonal FaultSystems: a Review // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. V. 216. P. 223–243. doi 10.1144/gsl.sp.2003.2016.01.15

6. *Cartwright J*. Diagenetically Induced Shear Failure of fine-grained Sediments and the Development of Polygonal Fault Systems // Marine and Petroleum Geology. 2011. V. 28. P. 1593–1610.doi: 10.1016/j.marpetgeo.2011.06.004

7. *Xia Y., Yang J., Chen Y., Lu S., Wang M., Deng S., Yao Z., Lu M.* A Review of the Global Polygonal Faults: Are They Playing a Big Role in Fluid Migration? // Frontiers in Earth Sciences. 2022. V. 9. P. 786915. doi: 10.3389/feart.2021.786915

О.А. Хлебникова[1], А.М. Никишин[1], М.В. Коротаев[1], В.Ю. Татаринов[2], Х. Посаментиер[3]

Методика трехмерного анализа батиметрических данных на примере зоны перехода от хребта Гаккеля до шельфа моря Лаптевых

В результате экспедиций 2022 и 2024 гг. НИС «Янтарь» в Арктике были получены данные многолучевого эхолотирования высокого качества в зоне сочленения хребта Гаккеля и шельфа моря Лаптевых [1–3]. По этим данным была построена детальная цифровая модель рельефа (ЦМР). Полученная батиметрия позволила проанализировать основные процессы, в результате действия которых был сформирован современный рельеф (рис. 1).

Для анализа данных ЦМР разработана специальная цветовая палитра, а также использовано оттенение элементов рельефа за счет освещения (Shaded Relief). Также на основе трехмерных данных ЦМР были построены ряд вспомогательных карт, а именно карта углов наклона поверхности морского дна, карта азимутов наклонных поверхностей рельефа, карта шероховатости. Все эти данные в значительной степени отличаются визуализацией, подчеркивая разные особенности строения рельефа. Такой подход позволил более детально изучить строение осадочных тел и секущих их разрывных нарушений, выраженных в современном рельефе морского дна.

Для повышения степени достоверности полученных выводов была выполнена анимированная визуализация ЦМР в трехмерной сцене. Для большей выразительности при создании анимации использовано двадцатикратное преувеличение вертикального масштаба над горизонтальным. Детальная визуализация была достигнута с помощью методики построения «полета» над трехмерной поверхностью в направлении простирания ключевых геологических структур (рис. 2). Анимированное изображение позволяет с большей уверенностью оценить развитие асимметричной рифтовой долины Садко с более выраженным западным и менее выраженным восточным плечами (северная часть площади), проследить заполнение рифтовой долины отложениями транспорта масс (MTD), которые рассечены более молодыми разрывными нарушениями (центральная часть

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, Россия
[3] Посаментьер Геоссаенс, Калифорния, США

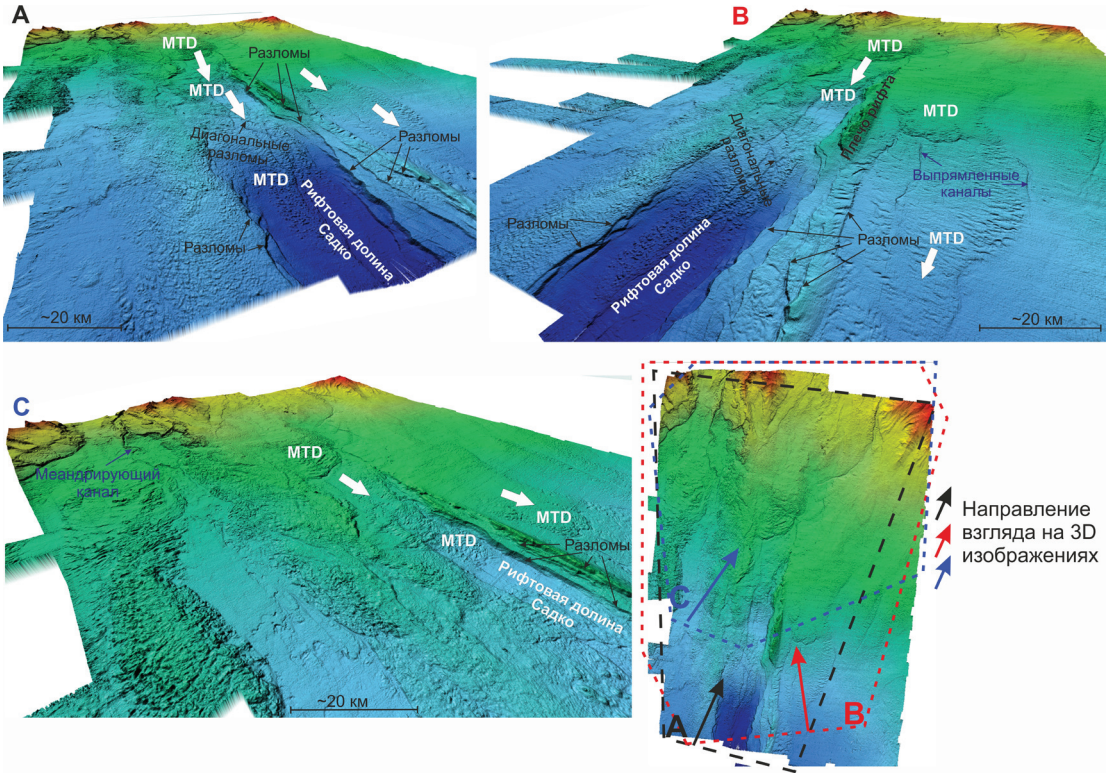


Рис. 1. 3D вид ЦМР с элементами интерпретации. Общий вид ЦМР и положение областей визуализации A-C показано внизу справа

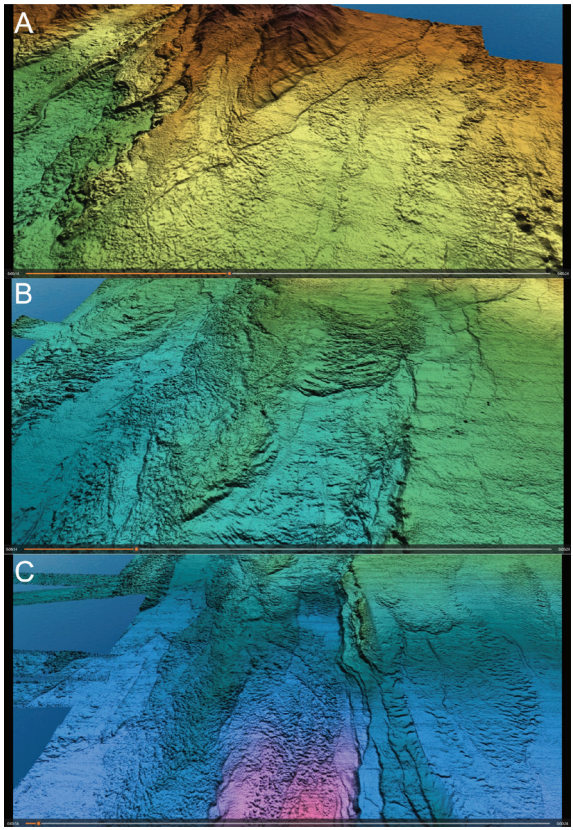


Рис. 2. Стоп-кадры (A, B, C) анимированной визуализации ЦМР в трехмерной сцене. C – южное окончание хребта Гаккеля–рифта Садко, B – переходная зона, заполнение рифтовой долины осадками, A – погруженная под осадочной толщей часть рифта. Общий вид ЦМР приведен на рис. 1

площади), а также выделить область практически полного погружения рифтовой долины под осадочными толщами и развитие эрозионных процессов в верхней части континентального склона моря Лаптевых (южная часть площади).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00020, https://rscf.ru/project/24-17-00020/.

Литературы

1. *Каминский Д.В., Чамов Н.П., Жилин Д.М., Крылов А.А., Неевин И.А., Буякайте М.И., Дегтярев К.Е., Дубенский А.С., Каминский В.Д., Логвина Е.А., Окина О.И., Семенова П.Б., Киль А.О., Покровский Б.Г., Толмачева Т.Ю.* Новые данные о строении Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Литология и полезные ископаемые. 2024. № 6. С. 634–647. doi: 10.31857/S0024497X24060028

2. *Зинченко А.Г., Егоров С.В., Фирсов Ю.Г., Иванов М.В., Колосков Е.Н.* Новые данные о рельефе прилаптевоморского сектора континентального склона Евразийского бассейна (по результатам батиметрических съемок 2022 и 2024 гг.) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. № 11. С. 146–157.

3. *Никишин А.М., Хлебникова О.А., Татаринов В.Ю., Пилицын А.Г., Алешина К.Ф.* Зона сочленения хребта Гаккеля и шельфа моря Лаптевых по данным батиметрии и сейсморазведки // Геология морей и океанов: Материалы XXVI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 1. М.: ИО РАН, 2025. С. 176–179.

С.В. Хромых[1], П.Д. Котдер[1], Е.В. Хамедова[1]

Габбро-гранитный интрузивный магматизм серпуховского возраста в Зайсанской складчатой системе: объемы и геодинамические сценарии

Территория Восточного Казахстана представляет собой область герцинской складчатости; геологическая структура была сформирована в ходе аккреции и коллизии Сибирского и Казахстанского континентов при закрытии Зайсанского океанического бассейна [1]. Реликты океанической коры сохранились в пределах Чарского офиолитового пояса в срединной части Чарской зоны, которая воспринимается некоторыми геологами как осевая часть аккреционно-коллизионного сооружения. Помимо офиолитов, в структурах Чарской и Жарма-Саурской зон широко распространены позднедевонские–раннекаменноугольные (вплоть до визе) вулканические и вулканогенно-осадочные породы преимущественно базальтового или базальт-андезитового состава, которые интерпретируются как фрагменты островных дуг, существовавших в пределах Обь-Зайсанского океанического бассейна. Согласно данным исследований в Жарма-Саурской зоне, вулканические формации здесь являются индикатором существования Жарма-Саурской островной дуги [2], которая маркировала зону субдукции, согласно большинству исследователей, погружавшуюся под Казахстанский континент. На противоположном борту Зайсанской складчатой системы с середины девона действовала Рудно-Алтайская активная окраина Сибирского континента. Наибольший объем вулканизма проявился в

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

среднем – начале позднего девона, а наиболее молодые вулканиты имеют фамен-турнейский возраст, и соответствуют пихтовской свите, породы которой считаются индикаторами субдукции литосферы океанического бассейна под окраину Сибирского континента.

Визейские и серпуховские формации на территории Зайсанской складчатой системы представлены преимущественно терригенными породами, которые интерпретируются как продукты размыва более ранних вулканических формаций. Они занимают значительные площади в Чарской зоне, а в Жарминской и Рудно-Алтайской зонах заполняют прогибы с более древним (раннепалеозойским или среднепалеозойским) основанием. Если визейские вулканиты имеют некоторое распространение на территории, то вулканические формации серпуховского возраста здесь совершенно не известны. Это свидетельствует о прекращении здесь всяких процессов субдукции уже в визейское время. Более того, по данным геологического изучения и геофизического профилирования структуры Чарской зоны [3], серпуховские отложения накладываются на олистостромы и тектонические пластины из более ранних формаций. Это свидетельствует, что к концу раннекаменноугольного времени начались процессы сокращения Зайсанского океанического бассейна, сопряженные с формированием покровно-складчатой структуры орогенного сооружения. Примечательно что серпуховские отложения остались практически недеформированными или слабодеформированными, что позволяет классифицировать общий геодинамический процесс как «коллизия без коллизии» [4] или как «мягкая коллизия» [1]. Тем не менее, к концу раннего карбона морское осадконакопление прекратилось, а среднекаменноугольные отложения представляют собой континентальные вулканогенно-терригенные отложения с базальными конгломератами в основании, заполняющие межгорные впадины. Это свидетельствует о формировании в конце раннего карбона возвышенных поверхностей, размыв которых позволил образовать конгломераты. Время горообразования в регионе оценивается как граница серпуховской и башкирской эпох.

В этой стройной геодинамической картине наше внимание привлек интрузивный магматизм серпуховского возраста, достаточно интенсивно проявленный на бортах Зайсанской складчатой системы. В Жарма-Саурской зоне проявлены интрузии габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитов, объединяемые в саурскую серию или саурский комплекс [5]. Диапазон формирования интрузий, по данным U-Pb датирования цирконов [6], от 330 до 320 млн лет, с гомодромной последовательностью формирования. Габброиды и гранитоиды часто пространственно совмещены, ареал распространения интрузий формирует полосу вдоль окраины Казахстанского континента. Больший объем интрузий занимают гранодиориты и плагиограниты, хотя доля диоритов достигает 25–30% объема комплекса. Наиболее примитивными разностями являются троктолиты и оливиновые

габбро, которые на современном эрозионном срезе распространены слабо. В Рудно-Алтайской зоне недавно нами также было подтверждено присутствие габбро-гранитных интрузий серпуховского возраста [7]. Они представлены серией пород от оливиновых габбро до амфиболовых габбро и диоритов до плагиогранитов, примечательно что доля гранодиоритов в составе этой ассоциации относительно мала. Диапазон формирования интрузий, по данным U-Pb датирования цирконов [7], от 329 до 320 млн лет, что синхронно породам саурского комплекса. Мы назвали этот комплекс рудно-алтайских интрузий сержихинским, по наиболее крупному массиву. Объем интрузий этого комплекса в целом сопоставим с саурскими, и они также вытянуты некоторой полосой, которая субпараллельна границе рудно-алтайской окраины Сибирского континента.

Геохимические особенности как габброидов, так и гранитоидов саурского и сержихинского комплексов схожи, и являются характерными для магматических образований, сформированных в островодужных или окраинно-континентальных обстановках: преобладание натрия над калием, относительно высокие содержания кальция, слабое преобладание легких лантаноидов над тяжелыми, отсутствие европиевого минимума и выраженные минимумы в концентрациях Nb, Ta. Это сближает габброиды с базальтами островных дуг, а гранитоиды – с островодужными гранитоидами I-типа. Очевидно, что субстратами для мафических магм являлись породы субдукционно-модифицированной литосферной мантии, а гранитоидные магмы образовались в результате дифференциации базитовых и диоритовых магм при вкладе частичного плавления вулканогенных коровых субстратов.

Вместе с тем, интерпретация геодинамического режима проявления этого интрузивного магматизма вызывает у нас затруднения. Во-первых, как показывает вышеизложенный обзор, субдукционные процессы и маркирующий их вулканизм полностью прекратились в визейское время.

Во-вторых, появление каких-то заметных объемов гранитоидов и формирование интрузий подразумевает утолщение коры, что в целом подтверждается геологическим наблюдениями (формирование покровов и олистостром в Жарма-Саурской и Чарской зонах). Учитывая, что серпуховские осадочные породы в Чарской зоне практически не деформированы, можно полагать, что орогенез происходил не в осевой части, а по бортам аккреционно-коллизионной системы, причем строго не в складчатой системе, а в пределах более ранних террейнов (активных окраин Казахстанского и Сибирского континентов), с относительно консолидированной литосферой. Это не укладывается в наше понимание классических коллизионных процессов.

В-третьих, достаточно большой объем базитового магматизма подразумевает активное участие верхней мантии, то есть образования очагов

плавления в ней. В условиях тотального сжатия (если предполагать фронтальную орогению) это представляется слабо реализуемым. Вероятным объяснением возникновения очагов плавления в верхней мантии могут являться модели отрыва слэба [8], подразумевающие возникновение разрывов (в силу гравитационных или сдвиговых факторов) в теле субдуцирующей океанической литосферы и проникновение в «окно» горячей астеносферной мантии, что повышает термические градиенты и вызывает частичное плавление. Однако представить одновременное возникновение слэб-виндоу на двух бортах относительно небольшого Зайсанского бассейна нам с первой попытки сложно. Также открытым остается вопрос о направлении субдукции на Жарминской и Рудно-Алтайской окраинах Зайсанского бассейна.

Изложенные данные требуют осмысления и привлечения адекватных геодинамических моделей, которые авторы надеются обсудить в ходе LVII Тектонического совещания.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-77-10050.

Литература

1. *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.

2. *Пенкина В.А., Котлер П.Д., Хромых С.В., Сю Я., Куликова А.В*. Вулканизм Жарма-Саурской зоны, Восточный Казахстан: возраст, вещественный состав и обстановки формирования // Геодинамика и Тектонофизика. 2025. Т. 16. № 6. 0858.

3. *Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузебный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д*. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 191 с.

4. *Sengor A.C., Natal'in B.A*. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds.). The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. P. 486–640.

5. *Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П., Тян В.Д*. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.

6. *Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В*. Геохимия, возраст и геодинамические обстановки формирования Саурской габбро-гранитоидной интрузивной серии (Восточный Казахстан) // Геосферные исследования. 2019. № 2. С. 6–26.

7. *Хромых С.В., Семенова Д.В., Царева М.Д., Ильичева Е.А., Котлер П.Д., Крук Н.Н*. Этапы и масштабы интрузивного магматизма центральной и южной части Рудного Алтая (Восточный Казахстан) // Петрология и геодинамика

геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании. Труды XIV Всероссийского петрографического совещания. СПб.: Институт Карпинского, 2025. С. 375–377.

8. *Niu Y.* Slab breakoff: a casual mechanism or pure convenience? // Science Bulletin. 2017. V. 62. P. 456–461.

А.К. Худолей[1,2], В.Н. Александров[2], В.Б. Хубанов[3]

Мезопротерозойский терригенный комплекс Охотского массива: источники сноса обломочного материала и их значение для палеотектонических реконструкций

В реконструкциях палеоконтинента Родиния одним из важнейших вопросов является взаимное расположение в мезо- и неопротерозое континентальных масс Сибири и Лаврентии. В настоящее время преобладают реконструкции, в которых южная окраина Сибири обращена к северному краю Лаврентии, но одни авторы их совмещают (напр., [5, 9]), другие оставляют между ними некоторое пространство (напр., [8]). Одним из дискуссионных пунктов в этих реконструкциях является возможное прослеживание гренвильского пояса от восточной окраины Лаврентии (здесь и далее в современных координатах) к восточной окраине Сибирского палеоконтинента. Предыдущие исследования показали широкое распространение продуктов размыва гренвилид в верхнемезопротерозойских и неопротерозойских отложениях юго-восточной окраины Сибири и Приколымского террейна [2, 6, 9], но в современной структуре эти блоки разрознены и не позволяют судить о размере потенциального источника сноса. Для более достоверной реконструкции необходима информация о возможных источниках сноса для одновозрастных толщ в других блоках, в частности, расположенного между ними Охотского массива.

Согласно серийной легенде, в верхнедокембрийских толщах осадочного чехла Охотского массива выделяются 3 свиты (снизу вверх) – терригенная уютакская, мощностью до 280 м, терригенно-карбонатная

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
[2] Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия
[3] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

сибеганская, мощностью до 320 м, и преимущественно терригенная нюлькачанская, мощностью до 560 м [1]. В ходе проведения сотрудниками Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского геологосъемочных работ в центральной части Охотского массива (листы P-54-XXXIV, P-55-XXXI), для изучения возраста обломочных цирконов из песчаников уютакской свиты были отобраны 3 пробы. U-Pb датирование проводилось в ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН (Улан-Уде) и ЦКП ИФЗ РАН (Москва). В каждой пробе было проанализировано от 120 до 125 зерен, из них с дискордантностью менее 10% оказалось от 91 до 108 анализов. Основные результаты получились следующие.

Во всех пробах присутствуют единичные зерна с возрастом моложе 1000 млн лет, но они не образуют статистически значимых пиков. Максимальный возраст осадконакопления (MDA) рассчитывался по кластеру из не менее трех зерен наиболее молодых обломочных цирконов, возраст которых перекрывался в пределах ошибки 2σ. Для всех проб величины MDA близки (1070±23, 1070±25 и 1091±40 млн лет) и перекрываются в пределах ошибки. Близкие возрасты демонстрируют и самые молодые пики, рассчитанные в программе AgePick – 1086, 1095 и 1109 млн лет. Хотя полученные величины MDA и возрасты наиболее молодых пиков несколько моложе, чем в нижней терригенной части мезопротерозойской керпыльской серии на юго-восточной окраине Сибирского палеоконтинента, они не исключают возможности их корреляции как это предполагалось предыдущими исследователями [3, 6].

Количество зерен с возрастом менее 1600 млн лет в одной из проб составляет 23%, в двух других 45% и 48%. На всех диаграммах выделяются крупные пики с возрастами в пределах 1086–1109 и 1383–1412 млн лет. Количество зерен палеопротерозойского возраста составляет 39%, 45% и 57%. Здесь выделяются пики с возрастами около 1680, 1860–1880, 1920, 1970–1980 млн лет. Зерна архейского возраста составляют 7%, 20% и 26% от всех зерен и во всех пробах присутствует пик с возрастом около 2712–2727 млн лет.

Распределение U-Pb возрастов обломочных цирконов и возрасты пиков близки к наблюдаемым в сходных по возрасту терригенных толщах юго-восточной окраины Сибири, указывая на единую питающую провинцию [6, 9]. Для большинства цирконов древнее примерно 1700 млн лет вероятным источником сноса обломочного материала являлись породы фундамента Сибирского кратона и/или Охотского массива. Более молодые зерна, скорее всего, имеют инородное происхождение по отношению к Сибири и Охотскому массиву. Распределение их возрастов аналогично таковому в керпыльской и уйской сериях мезо- и неопротерозойского возрастов на юго-восточной окраине Сибири и хорошо коррелирует с возрас-

тами магматических комплексов в террейнах, слагающих гренвильскую провинцию на восточной окраине Лаврентии [7].

Проведенное исследование позволяет связать в единый пояс протяженностью не менее 1000 км юго-восточную окраину Сибири, Охотский массив и Приколымский террейн, в пределах которых значительная часть мезо- и неопротерозойских терригенных комплексов является продуктом размыва пород, одновозрастных обнажающимся в гренвильской провинции Лаврентии. Огромные размеры этого пояса позволяют предполагать, что и источник сноса обломочного материала также являлся крупным орогеном гренвильского возраста, соединявшим в позднем мезопротерозое и раннем неопротерозое в единый блок палеоконтиненты Сибирь и Лаврентию. Расположение этого орогена на северо-востоке Азии пока может лишь реконструироваться, но первые свидетельства его наличия получены при датировании метавулканических комплексов Уочатского блока Омулевского террейна [4].

Литература

1. *Казакова Г.Г., Васькин А.Ф., Кропачев А.П., Щербаков О.И. Прокопьев А.В., Худолей А.К., Шаров Л.А., Иванова Т.К., Кузьмин В.К., Желебогло О.В., Макар В.И.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-54 − Оймякон. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 400 с.

2. *Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шпикерман В.И., Васильев Д.А., Брусницына Е.А., Стокли Д.* Докембрий Приколымского и юго-восточного фланга Омулевского террейнов Верхояно-Колымского орогена: реконструкция питающих провинций и деформации // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2025. Материалы LVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2025. С. 462–465.

3. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983. 224 с.

4. *Шпикерман В.И.* Тектогенез и магматизм протерозоя и начала палеозоя Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области: новые данные по результатам геологического картографирования масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) // Региональная геология и металлогения. 2024. Т. 31. № 4. С. 73–94.

5. *Evans D.A.D., Mitchell R.N.* Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. V. 39. P. 443–446.

6. *Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Vesel-*

ovskiy 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. 78–94.

7. *McLelland J.M., Selleck B.W., Bickford M.E.* Review of the Proterozoic evolution of the Grenville Province, its Adirondack outlier, and the Mesoproterozoic inliers of the Appalachians // Geological Society of America Memoir. 2010. V. 206. P. 1–29.

8. *Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovsky V.A.* Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 66–76.

9. *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 southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 164. P. 409–420.

А.А. Черных[1], И.В. Яковенко[1], И.А. Башев[1], М.М. Бешок[1]

Канадская котловина Амеразийского бассейна: гипотезы, факты и актуальная геологическая модель

Канадская котловина вместе с областью Центрально-Арктических поднятий составляет Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана. Это самый слабо изученный бассейн в Арктическом регионе, хранящий массу загадок в отношении тектонического строения и эволюции. Отсутствие четких полосовых магнитных аномалий на всей площади, при характерной V-образной форме Канадской котловины, не позволяет однозначно судить о ее генезисе и времени раскрытия. Океаническая природа коры признается всеми исследователями только в ее центральной части (MORB – Mid-Ocean Ridge Basalt по [1]), благодаря двум фактам: наличию протяженной отрицательной гравитационной аномалии, трассирующей осевую долину отмершего срединно-океанического хребта (рис. 1, рис. 2) и симметричным относительно последней – полосовым магнитным аномалиям. Вопросы происхождения и эволюции котловины дискутируются, начиная с работы [2], где впервые было предположено раскрытие котло-

[1] ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия

вины за счет вращения Аляски от Северо-Американской окраины против часовой стрелки (ротационная гипотеза), и поныне (например, [3–5, 7]).

Представляется, что, в первую очередь, для решения вышеозначенных геологических проблем необходимо из всего накопленного объема информации вычленить достоверные – факты и/или ограничения (constraints), которые должны быть использованы для выработки корректных выводов, а также тестирования ранее предложенных геологических моделей и, на-

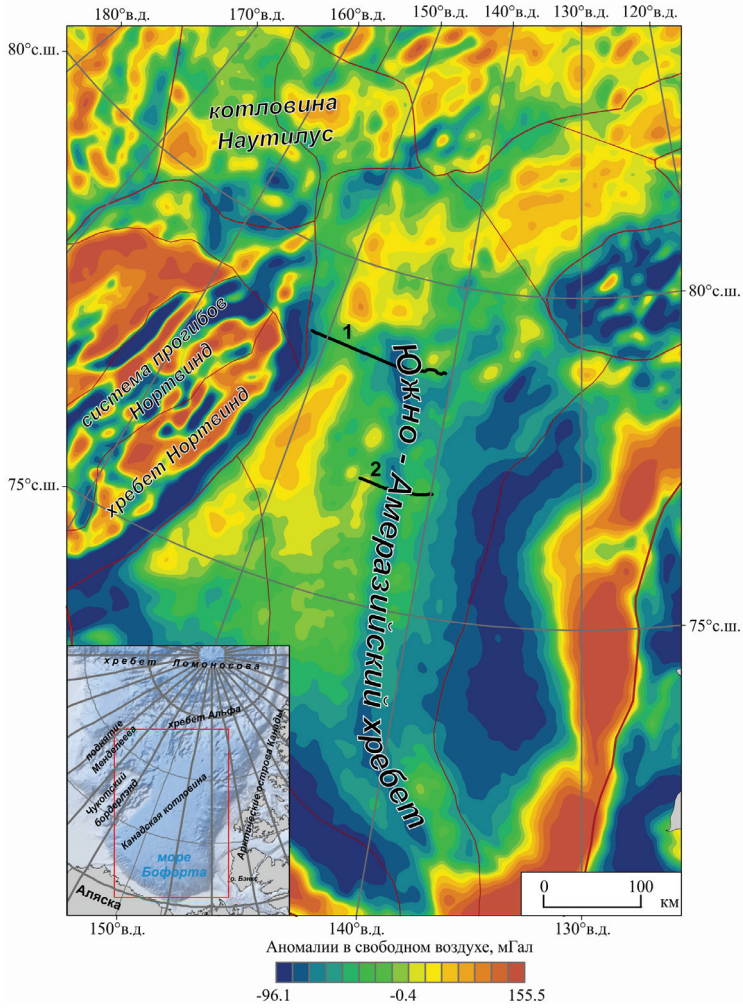


Рис. 1. Канадская котловина и структуры в ее обрамлении на фоне аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе

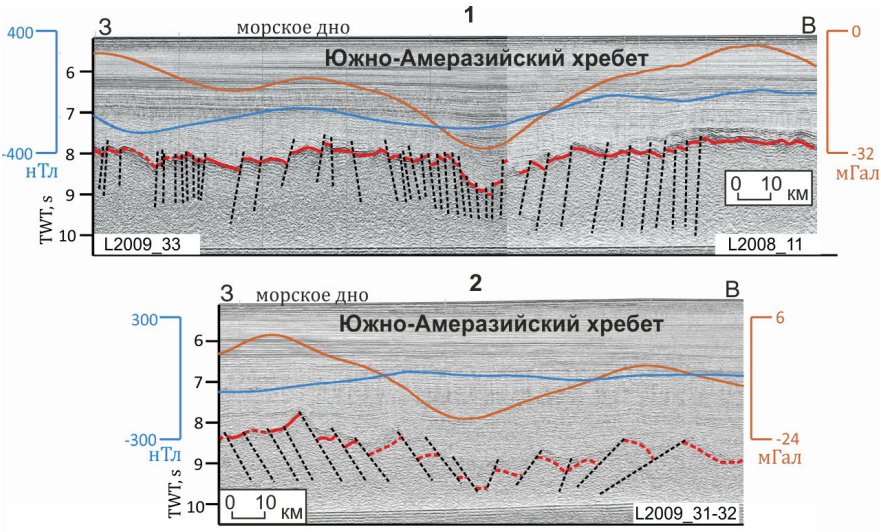


Рис. 2. Примеры проявления Южно-Амеразийского хребта в геофизических данных. На временных разрезах МОГТ 2D показаны цветом: оранжевая кривая – аномалии поля силы тяжести в свободном воздухе, голубая – аномалии магнитного поля, красная поверхность – кровля фундамента, черный пунктир – предполагаемые разрывные нарушения

конец – для выбора/построения наименее противоречивой модели. Для Канадской котловины, таких неоспоримых фактов немного. Одним из таковых, как уже было сказано выше, является наличие полосовых магнитных аномалий, симметричных относительно отмершего центра спрединга (Южно-Амеразийского хребта [4]) в центральной части Канадской котловины. Эти аномалии не могли сформироваться в эпоху Мелового нормального суперхрона (МНС), длившегося с ~120 до 83 млн лет назад (период ~37 млн лет). Поэтому, возраст океанической коры центральной части Канадской котловины, оценивается либо неокомом (превалирующая точка зрения, например, [1, 6, 7]), либо – поздним мелом [5, 8]. Кроме этого, к надежно установленным фактам можно отнести и сходство геологического строения противоположных окраин Канадской котловины – северной Аляски и Арктических канадских островов, что свидетельствует в пользу единства этих окраин в геологическом прошлом, до раскрытия котловины [9].

Ротационная гипотеза раскрытия Канадской котловины является наиболее распространенной, будучи подкрепленной набором геологических и палеомагнитных данных [9]. Однако, природа ее латеральных частей (за пределами центральной части MORB) остается дискуссионной. С началом XXI века, ознаменовавшим резкое усиление борьбы приарктических

государств за арктические акватории Северного Ледовитого океана (расширенный континентальный шельф), наметилась тенденция сокращения ранее повсеместно предполагавшейся в Амеразийском бассейне площади распространения океанической коры. Так, вначале, латеральные части Канадской котловины стали трактоваться как имеющие континентальную или переходную от континентальной к океанической коре природу (например, [1]). Позже, после проведения масштабных сейсморазведочных работ, была существенно сокращена в размерах и центральная часть MORB (например, [10]). В результате, на наш взгляд, в решении вопросов, связанных с тектоническим строением, эволюцией и кинематикой формирования котловины действительного прогресса достигнуто не было.

В результате выполнения многолетних работ по созданию структурно-тектонической карты Арктического бассейна (2020–2025 гг.), в ФГБУ «ВНИИОкеангеология» была собрана обширная база геолого-геофизических данных, включая современные цифровые данные сейсморазведки, в том числе – по площади Канадской котловины и смежных континентальных окраин [11, 12]. В результате комплексной интерпретации геофизической информации (потенциальные поля и сейсморазведка) были получены новые данные, раскрывающие значимые детали тектонического строения котловины. В частности, Южно-Амеразийский хребет был прослежен севернее, в сторону котловины Наутилус. По совокупности аргументов был сделан вывод об океанической природе коры Канадской котловины на большей части ее площади, за исключением относительно узкой зоны перехода континент–океан, протягивающейся вдоль противоположных, пассивных континентальных окраин. Котловина была сформирована в позднеюрско-барремское время, в результате задугового спрединга, при вращении Аляски в сторону от Северо-Американской окраины.

Важным вопросом является взаимоотношение котловины и остальной части Амеразийского бассейна – области Центрально-Арктических поднятий. Мы полагаем, что сразу после открытия Канадской котловины или одновременно с завершением этого процесса (~125 млн лет назад), к северу от котловины, последовало внедрение супер-плюма в континентальную кору Арктиды. Оно привело к формированию высокоширотной магматической провинции HALIP (High Arctic Large Igneous Province), а затем – к распаду части Арктиды в результате континентального рифтогенеза и в финале – к формированию области Центрально-Арктических поднятий [11, 13]. Существенная тектоно-магматическая переработка коры поднятий, относительные перемещения геоблоков [3] и, продолжавшийся синхронно с МНС, магматизм в области HALIP (до ~83 млн лет назад) [13], могут объяснить отсутствие в геофизических данных признаков гигантской сдвиговой зоны в северной части Канадской котловины, существовавшей на этапе ее раскрытия в неокоме.

В докладе будут представлены подробности высказанных предположений и их аргументация.

Литература

1. *Grantz A., Hart P.E., Childers V.A*. Chapter 50 Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // Geol. Soc. Mem. 2011. V. 35. P. 771–799.

2. *Carey S.W*. The orocline concept in geotectonics // Royal Soc. Tasmania Proc. 1955. V. 89. P. 255–288.

3. *Chernykh A., Glebovsky V., Zykov M., Korneva M*. New insights into tectonics and evolution of the Amerasia Basin // J. Geod. 2018. V. 119. P. 167–182.

4. *Døssing A., Gaina C., Jackson H.R., Andersen O.B*. Cretaceous ocean formation in the High Arctic // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 551. P. 116552.

5. *Nikishin A.M., Aleshina K.F., Rodina E.A. et al*. Tectonic evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Gondwana Res. 2025. V. 146. P. 173–199.

6. *Gaina C., Medvedev S., Torsvik T. et al*. 4D Arctic: a glimpse into the structure and evolution of the Arctic in the light of new geophysical maps, plate tectonics and tomographic models // Surv. Geoph. 2014. V. 35. N 5. P. 1095–122.

7. *Zhang T., Dyment J., Gao J.Y*. Age of the Canada Basin, Arctic Ocean: indications from high-resolution magnetic data // Geoph. Res. Lett. 2019. V. 46. N 23. P. 13712–13721.

8. *Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K. et al*. Basalts from the Chukchi borderland: 40Ar/39Ar ages and geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the western Arctic Ocean // J. Geoph. Res.: Solid Earth. 2020. V. 125. N 7. P. e2019JB017604.

9. *Embry E*. Counterclockwise Rotation of the Arctic Alaska Plate: Best Available Model or Untenable Hypothesis for the Opening of the Amerasia Basin // Polarforschung. 1998. V. 68. P. 247–255.

10. *Chian D., Jackson H.R., Hutchinson D.R. et al*. Distribution of crustal types in Canada Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2016. V. 691. P. 8–30.

11. *Черных А.А., Яковенко И.В., Каминский В.Д. и др*. Тектоническая схема Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. С. 134–141.

12. *Черных А.А., Яковенко И.В., Бешок М.М. и др*. Структурно-тектоническая карта Арктического бассейна масштаба 1:2 500 000 // Геология морей и океанов: Материалы XXVI Школы по морской геологии. Т. I. М.: ИО РАН, 2025. С. 249–254.

13. *Nikishin A.M., Rodina E.A., Startseva K.F. et al.* Alpha-Mendeleev Rise, Arctic Ocean: A double volcanic passive margin // Gondwana Res. 2023. V. 120. P. 85–110.

А.В. Чефранова[1], Л.А. Левицкая[1], Н.Б. Кузнецов[2], Т.В. Романюк[3]

Реконструкция строения и возраста источников терригенного материала для позднеплиоценовых редкометалльно-титановых россыпей Таманского полуострова

В пределах Таманского полуострова располагается провинция редкометалльно-титановых россыпей, приуроченная к областям развития позднеплиоценовых (киммерийский регионарус, сенновская тоща, пантикапейские слои) отложений (рис. 1). Палеогеографические реконструкции времени накопления киммерийских россыпей, позволяют предполагать, что их формирование происходило в условиях мелководного шельфа в зонах повышенной гидродинамической активности у осевых частей антиклинальных складок, что способствовало интенсивной дифференциации осадочного материала, поставляемого течениями в область Таманской складчатой зоны [6].

Предпринята попытка осуществить реконструкцию возраста и строения источников терригенного материала киммерийских отложений, вмещающих редкометалльно-титановые россыпи на Таманском полуострове при помощи U–Pb геохронологического исследования (LA–ICP–MS) зерен детритового циркона (dZr) и индикаторных характеристик состава зерен детритового граната (dGrt).

U-Pb геохронологические исследования зерен dZr, выделенных из светло-серых мелкозернистых кварцевых песков продуктивного горизонта Таманского россыпного поля, вскрытого в северной части полуострова в карьере Сенное (проба Т2536), проведены методом LA-ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ. Из пробы Т2536 проанализировано 51 зерно dZr и получено 36 кондиционных оценок U-Pb возраста, которые находятся в интервале 361–2771 млн лет (рис. 1, и). В полученном возрастном наборе 2 датировки попали в девонский (герцинский), 2 датировки – в верхневендский (кадомский), 4 датировки – в неопротерозойский, 16 датировок – в мезопротерозойский, 9 – в палеопротерозойский и 4 датировки – в мезоархейский интервалы.

[1] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
[2] Геологический институт РАН, Москва, Россия
[3] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

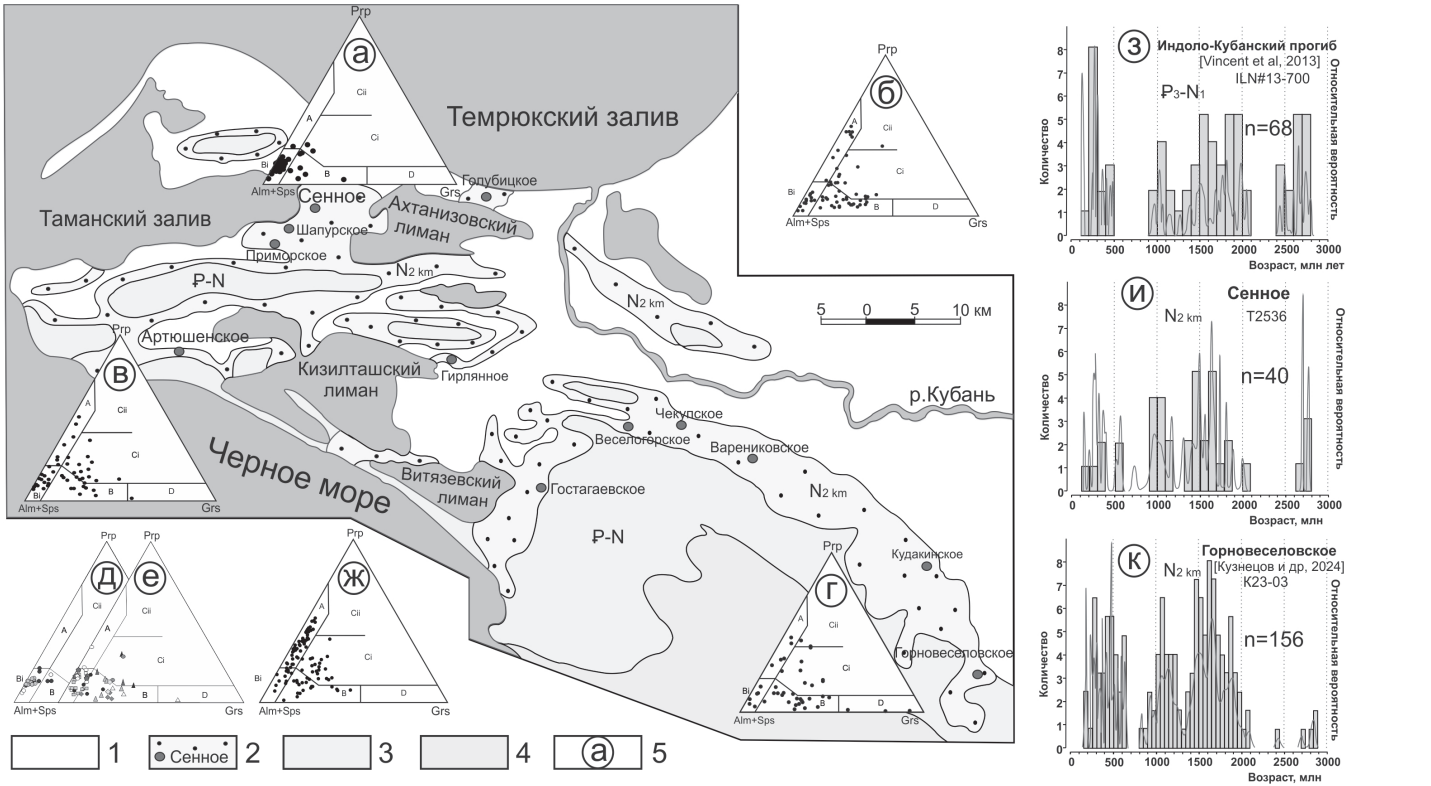

Темрюкский залив
Таманский залив
Черное море
р.Кубань
Голубицкое
Сенное
Шапурское
Приморское
Ахтанизовский лиман
Кизилтташский лиман
Витязевский лиман
Артюшенское
Гирлянное
Чекунское
Веселогорское
Варениковское
Гостагаевское
Кудакинское
Горноveселовское
P-N
N2 km
5 0 5 10 км
Prp
Alm+Sps
Grs
а
б
в
г
д
е
ж
з
Индоло-Кубанский прогиб
[Vincent et al, 2013]
ILN#13-700
P3-N1
n=68
и
Сенное
N2 km
T2536
n=40
к
Горноveселовское
[Кузнецов и др, 2024]
K23-03
n=156
Количество
Относительная вероятность
Возраст, млн лет
Возраст, млн
1
Сенное 2
3
4
а 5

Рис. 1. Схема развития позднеплиоценовых (киммерийских) отложений, вмещающих редкометалльно-титановые россыпи Таманского полуострова (по данным ФГУГП «Севкавгеология», 2001 г. и [3], с изменениями и дополнениями).

1 – нерасчлененные плиоцен-четвертичные отложения; **2** – потенциально продуктивная толща киммерийских отложений с обозначением проявлений редкометалльно-титановых россыпей; **3** – подстилающие отложения палеоген-миоценового возраста; **4** – выходы пород мезо-кайнозойского возраста Западного Кавказа; **5**: **а–ж –** дискриминантные диаграммы индикаторных характеристик состава граната по [9, 10]: из позднеплиоценовых отложений: **а** – Сенное, **б –** Мержаново (хапровские слои северного уступа Таганрогского залива); **в** – Артюшенское, **г –** Горновеселовское; из коренных пород герцинского основания Большого Кавказа: **д** – граниты, мигматиты [4], **е** – метаморфических пород [5, 7]; из меловых пород Центрального Предкавказья: **ж** – Эльтаркач. Условные обозначения к дискриминантной диаграмме состава граната: **A** – метаосадочные породы гранулитовой фации, чарнокиты и основные изверженные породы; **Bi** – бедные CaO метаосадочные породы амфиболитовой фации, магматические породы; **B** – богатые CaO метаосадочные породы амфиболитовой фации и переходные к основным изверженным породам; **Ci** – основные породы высоких давлений; **Cii** – магнезиальные ультраосновные породы (пироксены и перидотиты); **D** – метасоматические породы, скарны; **з–к** – результаты U-Pb геохронологического исследования зерен dZr: **з –** майкопских отложений Индоло-Кубанского прогиба [11]; **и** – киммерийских россыпей Сенного участка; **к** – киммерийских россыпей Горновеселовского участка [2]

Важно отметить, что в числе полученных оценок U-Pb возраста с повышенным уровнем дискордантности ($-5\% < D < 10\%$) оказались девять наиболее молодых датировок, которые по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ приходятся на интервал в 149–398 млн лет. При этом у трех зерен dZr с дискордантными U-Pb датировками, отвечающими пермскому возрасту (262–282 млн лет), отмечено высокое значение Th/U равное 1.4–1.9.

U-Pb геохронологические исследования зерен dZr, выделенных из светло-желтых мелкозернистых кварцевых песков продуктивного горизонта Горновеселовского участка Крымского россыпного поля (проба К23-13), выполнены методом LA-ICP-MS в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Из пробы К23-13 получена 201 оценка U-Pb возраста (рис. 1, к), в том числе 171 кондиционная [2]. В пробе К23-013 получены три юрские датировки – 167±4, 173±2 и 177±3 млн лет, при этом первые две из них – датировки разных частей одного зерна. Следующая по возрасту датировка – 225±2 млн лет. Идентифицированы шесть возрастных интервалов, представленных статистически значимым количеством проанализированных зерен dZr: пермско-каменноугольный и девонский (герцинский),

эдиакарско-силурийский (кадомско-авалонский), неопротерозойский, мезопротерозойский, палеопротерозойский и мезоархейский.

Обобщение полученных геохронологических данных о возрасте зерен dZr из плиоценовых (киммерийских) россыпей Таманского и Крымского россыпных полей с аналогичными данными для подстилающих (майкопских) отложений на сопредельной территории Предкавказья (Индоло-Кубанского прогиба), позволяет отметить совпадение возрастной части спектра, характеризующей палеозойский, неопротерозойский и мезопротерозойский провенанс-сигналы (рис. 1, з, и, к). При этом в плиоценовых россыпях Таманского полуострова отмечено незначительное увеличение зерен dZr с кадомско-авалонским и неопротерозойским провенанс-сигналом и уменьшение количества зерен dZr с палеопротерозойским и архейским провенанс-сигналом по сравнению с майкопскими песками Западного Предкавказья. Данное наблюдение косвенно указывает на убывающую роль источников, расположенных в пределах ВЕК и в то же время на возрастающую роль продуктов разрушения фундамента Скифской эпигерцинской плиты, доминирующих в кайнозойских и мезозойских осадках Предкавказья.

Ранее были проведены исследования индикаторных характеристик химического состава зерен dGrt, ассоциирующих с зернами dZr в пробах Т2536 (Сенное) и К23-13 (Гоновеселовское). Было установлено, что в пробе Т2536 из участка Сенное преобладают зерна dGrt магматического происхождения, в то время как в пробе К23-13 из Гоновеселовского участка развиты зерна dGrt преимущественно из метабазитов, богатых CaO метапелитов, высокобарических метабазитов и гранулитов [8].

В результате сравнения состава зерен dGrt из плиоценовых россыпей Таманского полуострова с таковыми из одновозрастных и подстилающих отложений Предкавказья (рис. 1, а–ж), сделан вывод о том, что источником зерен dGrt метаморфического происхождения являлись мезо-кайнозойские осадочные породы Западного Предкавказья [6, 11], что совпадает с результатами проведенного U-Pb геохронологического исследования зерен dZr.

Зерна dGrt магматического происхождения из россыпей участка Сенное скорее всего имели локальный источник. Возможно, природа локального источника зерен dGrt магматического происхождения в северной части Таманского полуострова связана с зоной развития грязевого вулканизма, активность которого началась еще в миоцене (тархан–сармат). В сопочной брекчии грязевого вулкана Плевака, расположенном в относительной близости карьера Сенное, находят обломки магматических пород предположительно юрского возраста [1], которые теоретически могли быть источником зерен dGrt. Дискордантность зерен dZr с альпийским и герцинским провенанс-сигналом из россыпей участка Сенное, могла иметь связь с

процессами выщелачивания радиогенного Pb под воздействием щелочных флюидов, сопровождающих грязевой вулканизм. Косвенным подтверждением участия продуктов «размыва» сопочной брекчии в россыпях участка Сенное является присутствие в пробе Т2536 аутигенных гиббсита и сульфидов. Кристаллизация гиббсита должна была происходить при разгрузке и охлаждении щелочных флюидов, транспортирующих глинистые минералы, содержащие алюминий в кристаллической решетке.

Исследования выполнены в соответствии с планами по темам Гос. заданию ИГЕМ РАН и при финансовой поддержке гранта РНФ (№ 25-17-00301).

Литература

1. *Газеев В.М., Курбанов А.Г., Кондрашов И.А., Гурбанова О.А.* Обломки магматических пород в выбросах грязевых вулканов Таманского полуострова: геохимические особенности и палеогеодинамическая реконструкция (Краснодарский край, Северный Кавказ) // Вестник Владикавказского научного центра. 2016. Т. 16. № 4. С. 43–45.

2. *Кузнецов Н.Б., Латышева И.В., Новикова А.С. Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С., Данцова А.С., Хафизов С.Ф., Федюкин И.В.* О тектоническом типе Западно-Кубанского прогиба и времени воздымания западного сегмента орогена Большого Кавказа // Нефтяное хозяйство. 2024. № 10. С. 58–63.

3. *Патык-Кара Н.Г.* Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.

4. *Окросваридзе А.В.* Герцинский гранитоидный магматизм Большого Кавказа. Тбилиси. 1995. 226 с.

5. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. Под ред. Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. М.: Наука, 1991. 232 с.

6. *Чефранова А.В., Лаломов А.В.* Питающие провинции позднеплиоценовых редкометалльно-титановых россыпей Таманского полуострова // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 1. С. 68–81.

7. *Чефранова А.В., Левицкая Л.А., Григорьева А.В.* Индикаторные характеристики детритовых минералов из руслового аллювия р. Кубань в пределах Кубанского тектонического блока Большого Кавказа // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2025. № 22. С. 227–236.

8. *Чефранова А.В., Левицкая Л.А., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шалаева Е.А* Источники позднеплиоценовых редкометалльно-титановых россыпей Таманского полуострова / Под ред. Ю.В. Ростовцевой. Экзолит – 2025: Собрание (научные чтения), посвященные 220-летию основания общества испытателей природы. М.: МАКС-пресс, 2025. С. 198–201.

9. *Mange M.A., Morton A.C.* Geochemistry of heavy minerals // Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology 58, Elsevier, Amsterdam. 2007. P. 345–391.

10. *Krippner A., Meinhold G., Morton A.C., Hilmar von Eynatten* Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks // Sedimentary Geology. 2014. V. 306. P. 32–52.

11. *Vincent S.J., Morton A.C., Hyden F., Fanning M.* Insights from petrography, mineralogy and U-Pb zircon geochronology into the provenance and reservoir potential of Cenozoic siliciclastic depositional systems supplying the northern margin of the Eastern Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 2013. V. 45. P. 331–348.

В.Ю. Чикатуева[1], А.Ф. Читалин[2], Л.Г. Мишарин[1], А.С. Михайлов[1]

Геолого-структурное изучение месторождения золото-кварцевого типа на северо-востоке Чукотки

Изученное золото-кварцевое месторождение входит в состав крупного золотоносного узла. Месторождение приурочено к зоне субмеридионального разлома, пересекающего западное крыло асимметричной антиклинальной складки меридионального, север-северо-восточного простирания и сложенной нижнекаменноугольными терригенно-осадочными отложениями. В зоне разлома породы интенсивно деформированы, слабо рассланцованы и метаморфизованы. Крылья антиклинали осложнены мелкими складками нескольких порядков с размахом крыльев от десятков до первых сотен метров. Разрывные нарушения представлены послойными срывами, а также соскладчатыми и постскладчатыми надвигами, взбросами, сдвигами и сбросами.

По представлениям предшественников, проводивших геологоразведочные работы на месторождении (до 2000-х гг.), рудные тела приурочены к кварцевым жилам и штокверкам субмеридионального простирания, а также минерализованным зонам дробления. Рудоносные структуры являются субпластовыми образованиями, приуроченными к горизонтам пологих пластических деформаций пород и расположенными

[1] ООО «ИГТ-сервис», Москва, Россия

[2] ООО «Институт геотехнологий», Москва, Россия

по вертикали эшелонированно, вдоль осевой плоскости главной антиклинали месторождения.

В 2022 году авторами доклада в пределах контура месторождения было выполнено детальное геолого-структурное картирование для уточнения структурной модели и закономерностей локализации золотого оруденения с целью прогнозирования новых рудных залежей. В рамках поставленной задачи был выполнен комплекс исследований, который включал: анализ фондовых материалов, детальную геолого-структурную и частично минералогическую документацию стенок и полотен канав, массовые замеры элементов залегания различных структур и их анализ на стереограммах, детальное картирование плотиков россыпей на основе фотопланов, созданных оперативно с помощью БПЛА; изучение и структурный анализ ключевых интервалов в неориентированном керне, микроструктурный и минералого-петрографический анализ минерализованных пород и прожилков в прозрачно-полированных шлифах.

Месторождение сосредоточено в зоне крупного долгоживущего разлома ССВ простирания, выраженного интенсивной складчато-разрывной деформацией пород. Крупные складки осложнены мелкими складками в прослоях алевролитового и алевропесчанистого состава, а также поперечными и диагональными к основной структуре флексурными изгибами. Складки пересечены крутопадающим кливажом осевой поверхности ССВ простирания. Зоны сгущения кливажа отражают положение вязких «кливажных» разрывов.

Рудная зона месторождения представлена пологими и крутопадающими жилами и прожилками кварц-карбонатного и кварц-карбонат-сульфидного состава, которые образовались на разных этапах деформации. Они формируют мощную линейную многоэтажную штокверковую систему, меридионального простирания. Штокверковая система состоит из многочисленных пластинообразных пологих и крутопадающих на запад зон сгущения прожилкования, в разрезе расположенных кулисно. Они ограниченны крутопадающими и, реже, пологопадающими, разломами меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. По зальбандам жил и прожилков отмечаются метасоматические изменения пород – серицитизация, окварцевание и карбонатизация.

Структура месторождения развивалась в зоне крупного субмеридиональнорго разлома в три этапа деформации, каждый из которых включает несколько стадий. Каждому этапу соответствует свой структурный парагенез трещин, разрывов и прожилков, а также состав околорудных метасоматических изменений и ассоциация рудных минералов. На первом этапе преобладали деформации фронтального СЗ-ЮВ сжатия и вертикального растяжения, на втором этапе структура развивалась в обстановке правого сдвига, а на третьем этапе в обстановке реверсивного левого

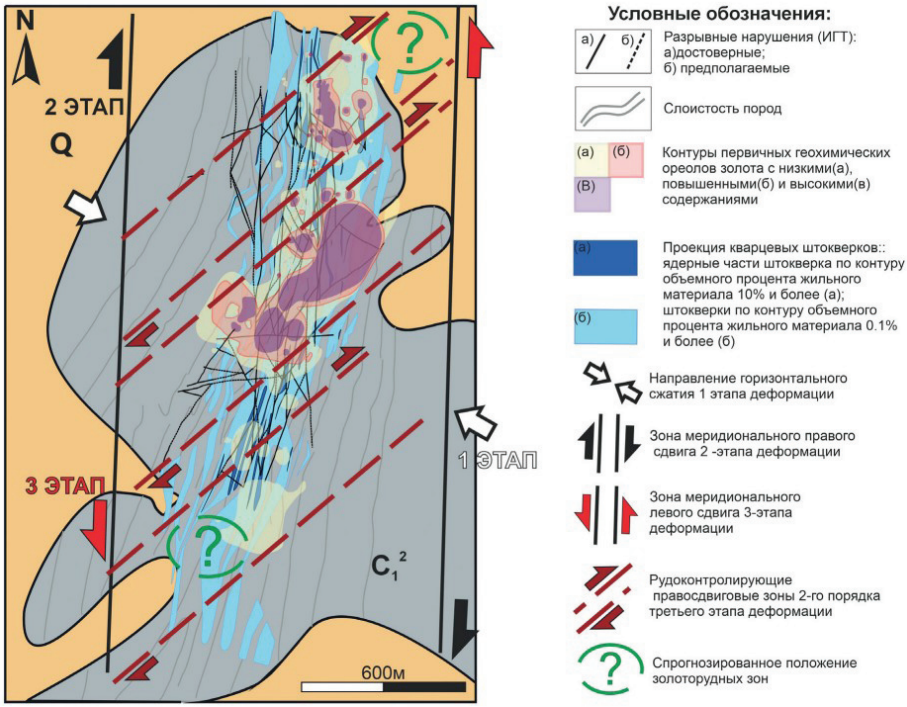


Рис. 1. Геолого-структурная схема месторождения

сдвига (рис. 1). Гидротермальный рудный процесс развивался синхронно с эволюцией структуры, которая постепенно усложнялась.

Распределение золота в рудном штокверке неравномерное и определяется положением золотоконтролирующих структур третьего этапа деформации – диагональными сдвиговыми зонами 2-го порядка СВ простирания. Золото выполняет трещины и пустоты в образовавшихся ранее сульфидах, кварц-карбонатных жилах и прожилках, а также тяготеет к поздними прожилкам с серым полупрозрачным кварцем.

На основе разработанной геолого-структурной модели, с учетом структурного шага, было спрогнозировано положение диагональных сдвиговых золоторудных зон на флангах месторождения по простиранию структуры и даны рекомендации по дальнейшему ведению буровых работ.

А.В. Чистякова[1,2], К.Г. Ерофеева[3], О.Е. Караваева[1,3], Р.В. Веселовский[1,2]

Термальная история меловых щелочных сиенитов южной части Угуйского грабена (Западный Алдан) по данным трекового датирования апатита и циркона

Задачи реконструкции тектоно-термальных процессов фанерозойского этапа развития щитов древних платформ могут эффективно решаться методами низкотемпературной термохронологии, такими как трековый анализ (fission-track dating) или (U-Th)/He датирование [9, 6]. Эти методы позволяют восстанавливать термальную эволюцию пород и, таким образом, количественно оценивать масштабы денудации, скорости вертикальных перемещений, тепловое воздействие наложенных тектоно-магматических событий (например, [7, 10, 12]).

Обширная территория Алданского щита на настоящий момент слабо изучена методами низкотемпературной термохронологии [1, 11]. Первые результаты трекового датирования апатита, выполненного по 17-ти образцам пород из докембрийских комплексов юго-восточной части Кодаро-Удоканского прогиба, показали, что этот регион испытывал сложную термальную историю, включая несколько этапов нагрева/остывания пород в мезозое–кайнозое, однако достоверно установить возрастные рубежи для этих событий не удалось [1].

В меловое время в связи с закрытием Монголо-Охотского океана, на территории Алданского щита был обширно проявлен щелочной магматизм (например, [2, 5]). Объектами настоящего исследования являются раннемеловые (~140 млн лет) сиенит-порфиры южной части Угуйского грабена (Западный Алдан), формирующие маломощные силлы и дайки в палеопротерозойских песчаниках кебектинской серии и архейских кристаллических комплексах Чаро-Олекминской гранит-зеленокаменной области [3]. Для проведения термохронологических исследований всего было отобрано 11 образцов сиенитов из керна разведочных скважин, для двух проб получены определения трекового возраста по циркону, для шести – выполнен трековый анализ апатита. Датирование проводилось в лаборатории трекового анализа и изотопной геохронологии ИФЗ РАН на основе протоколов [4, 8] с использованием метода лазерной абляции

[1] Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 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

(LA-ICP-MS) для определения концентраций ^{238}U и оценки U-Pb возраста циркона.

Трековый возраст циркона из сиенитов переустановлен только частично и фиксирует нахождение сиенитов в температурном интервале ~190–330 °C (зона частичного отжига треков в цирконе), а по трековому возрасту апатита устанавливается время последнего охлаждения пород ниже температуры 120 °C. Комплексное трековое датирование по двум минералам фиксирует этап повторного прогрева пород вблизи временного рубежа 110–120 млн лет. Полученные оценки трекового возраста значимо отличаются от времени кристаллизации сиенитов, что может быть связано либо с последующими тектоническими процессами, либо с повышением теплового потока и/или постмагматической гидротермальной (?) деятельностью.

Литература

1. *Бобровская О.В., Худолей А.К., Glorie S., Gillespie J., Jepson G.* Результаты трекового датирования апатитов южной краевой части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита (юго-восточная часть Кодаро-Удоканского прогиба и прилегающая к ней Калаканская тектоническая зона) // Науки о Земле. Современное состояние. Материалы пятой Всероссийской молодежной научно-практической школы-конференции. Новосибирск. 2018. С. 169–170.

2. *Владыкин Н.В.* Алданская провинция К-щелочных пород и карбонатитов: вопросы магматизма, генезиса и глубинных источников // Щелочной магматизм и проблемы мантийных источников. Сб. научн. тр. Иркутск: ИрГТУ. 2001. С. 18–45.

3. *Караваева О.Е., Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ерофеева К.Г., Сазонова Л.В., Рылов Д.А.* Петрология пироксен-амфиболовых сиенит-порфиров юга Угуйского грабена, Западный Алдан // Петрология и геодинамика геологических процессов: роль в изучении недр и геологическом картографировании. Труды XIV Всероссийского петрографического совещания. СПб: Институт Карпинского. 2025. С. 127–128.

4. *Cogne N., Chew D.M., Donelick R.A., Ansberque C.* LA-ICP-MS apatite fission track dating: a practical zeta-based approach // Chem. Geol. 2020. V. 531. 119302.

5. *Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Wohlgemuth-Ueberwasse C.* Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan–Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // Int. J. Earth Sci. 2020. V. 109. P. 2407–2423.

6. *Flowers R.M., Ketcham R.A., Enkelmann E., Gautheron C., Reiners P.W., Metcalf J.R., Brown R.W.* (U-Th)/He chronology: Part 2. Considerations for evaluating, integrating, and interpreting conventional individual aliquot data // GSA Bulletin. 2022. V. 135. N 1-2. P. 137–161.

7. *Green P.F., Japsen P., Bonow J.M., Chalmers J.A., Duddy I.R., Kukkonen I.T.* The Post-Caledonian Thermo-Tectonic Evolution of Fennoscandia // Gondwana Res. 2022. V. 107. P. 201–234.

8. *Iwano H., Danhara T., Danhara Y., Hirabayashi S., Nakajima T., Sakai H., Hirata T.* Zircon fission-track and U–Pb double dating using femtosecond laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry: A technical note // Island Arc. 2020. V. 29. N 1. e12348.

9. *Malusà M.G., Fitzgerald P.G.* Fission-Track Thermochronology and its Application to Geology. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. 2019. 393 p.

10. *Mansour S., Abdelfadil K.M., Hasebe N., Tamura A., Abdelrahman K., Gharib M.A., Shehata A.A.* Thermochronological Constraints on the Tectonic History of the Arabian–Nubian Shield's Northern Tip, Sinai, Egypt // Minerals. 2024. V. 14. 1246.

11. *Sokolova L.A., Yakubovich O.V., Podolskaya M.M.* Reconstruction of the exhumation history of the Kondyor ridge based on the results of U-Th-He dating of apatite // X International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference. 2022. P. 126–127.

12. *Xia W.H., Yin J.Y., He Z.Y., Thomson S.N., Tan F., Wang Y.* Meso-Cenozoic Tectonic and thermal history of the Kuqa depression, Tarim Basin: insights from low-temperature thermochronology and vitrinite reflectance // Aust. J. Earth Sci. 2025. P. 1–7.

А.Ф. Читалин[1], В.Ю. Чикатуева[1], Д.В. Сивков[2], Л.Г. Мишарин[1], А.С. Новиков[1]

Геолого-структурная модель золоторудного месторождения Дражное (Якутия) и ее значение для поисков новых рудных объектов и уточнения параметров разведочной сети

Месторождение Дражное относится к малосульфидному золотокварцевому жильно-штокверковому типу. Оно локализовано в зоне Адыча-Тарынского глубинного разлома СЗ простирания. Зона разлома характеризуется сближенными зонами кливажирования и рассланцевания,

[1] ООО «Институт геотехнологий», Москва, Россия
[2] ООО «Нордголд Менеджмент», Москва, Россия

дроблением пород, интенсивной складчатостью. Разлом разделяет Инъяли-Дебинский синклинорий и Адычанский антиклинорий, которые характеризуются сложной интерференционной складчатой структурой (рис. 1, А). В раннемеловое время на этапе коллизии по разлому происходили взбросовые и левосдвиговые перемещения. С коллизионным этапом связано внедрение гранитоидов и образование золоторудных месторождений различных типов [3]. Структурная эволюция месторождения Дражное связывается исследователями с левосдвиговыми движениями вдоль Адыча-Тарынского разлома [2].

Месторождение Дражное приурочено к северо-восточному крылу и замку Тарынской синклинали СЗ простирания, сложенной верхнетриасовыми песчаниками и алевролитами. Складка осложнена продольными сдвиго-взбросами, поперечными и диагональными сбросами и сбросо-сдвигами. Парагенез соскладчатых трещин первого этапа деформации представлен кливажем осевой поверхности северо-западного-простирания и сколами. Выделяются две диагональные по отношению к кливажу сопряженные системы субвертикальных сколов сдвигового типа и сопряженные поперечные к кливажу субвертикальные и горизонтальные сколы. Отмечены также наклонные сколы надвигового типа. За пределами рудного поля все эти системы трещин не несут кварцево-жильной и рудной минерализации – они являются дорудными. Оси локально проявленных поперечных складок второго этапа имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание. Складки открытые и закрытые, реже изоклинальные, имеют острые и округлые замки, пологие и крутые шарниры. Складки нарушены разрывами разных морфо-кинематических типов.

В пределах месторождения разведаны четыре золотоносные штокверковые системы, которые кулисно расположены вдоль узкой левосдвиговой зоны ССЗ-простирания. Эта рудоконтролирующая зона пересекает под углом 20 градусов зону Адыча-Тарынского глубинного разлома (рис. 2). Штокверковые системы сформированы на участках сочленения кулисных левых взбросо-сдвигов СЗ-простирания в узлах пересечения их правыми сбросо-сдвигами СВ простирания. Кварцевые штокверки наложены на дорудную складчатую структуру, пересекают складки, соскладчатые разрывы и трещины. На рудном этапе, при формировании штокверков, эти разрывы и трещины раскрывались и заполнялись прожилками.

Штокверковые системы месторождения состоят из пологих лестничных и аркообразных линзовидных штокверков-пластин, образующих многоэтажную структуру. Штокверковые системы совпадают пространственно с ареалами пиритизации. В строении штокверков выделяются кварцевые и кварц-карбонатные прожилки двух генераций, образующих четыре системы разной ориентировки. В зависимости от насыщенности штокверков прожилками разных систем и преобладания определенной

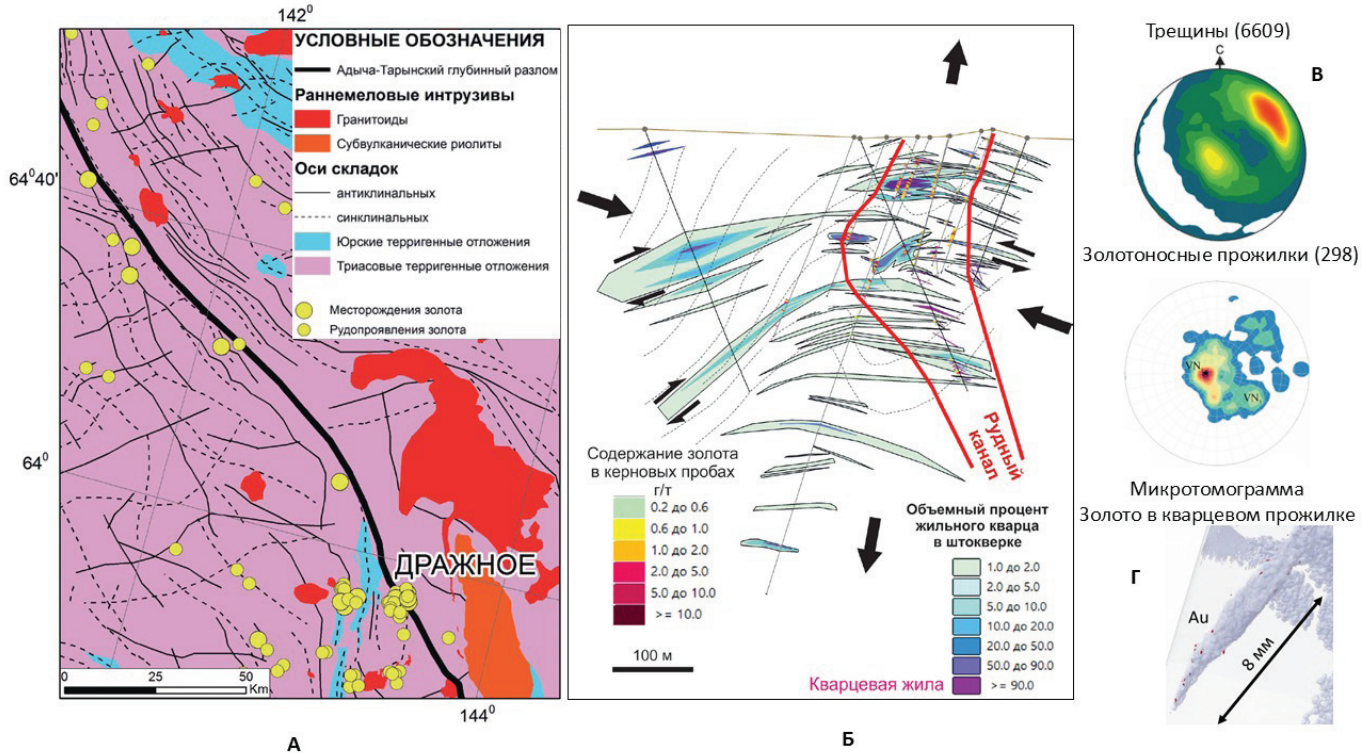


Рис. 1. Структура месторождения Дражное.

А – региональная структурная позиция месторождения Дражное; Б – строение золотоносных штокверков в разрезе; В – структурные стереограммы дорудных трещин и золотоносных прожилков. Нижняя полусфера; Г – фрагмент микротомограммы кварцевого штокверка

системы, внутренняя структура штокверков может быть лестнично-параллельной, лестнично-кулисной или сетчатой. Преобладают субгоризонтальные и пологие прожилки, заполняющие трещины скалывания, а также оперяющие их прожилки и жилы по трещинам отрыва. По структурным индикаторам в прожилках установлено, что наклонные штокверки имеют надвиговую кинематику, а субгоризонтальные штокверки являются структурами вертикального растяжения (рис. 1, Б).

Строение рудоносных кварцевых штокверков определяется развитием жил и прожилков двух и более систем. В штокверках преобладают субгоризонтальные и пологие жилы и прожилки, выполняющие локально раскрытые дорудные трещины (рис. 1, В). Пологие кулисные лестничные прожилки и жилы маркируют зоны рудоконтролирующих надвигов и взбросов (активизированных на рудном этапе дорудных разрывов).

Кварцевые прожилки и жилы, а также вмещающие их песчаники и алевролиты, неравномерно насыщены сульфидами и золотом. Рудные минеральные ассоциации и условия их образования хорошо изучены [1, 5, 8]. Наиболее богатая золотая минерализация проявлена в ядрах (содержания кварца более 10 об.%) некоторых кварцевых штокверков. Есть и пустые кварцевые жилы, и штокверки – без сульфидов и без золота. Концентрация богатых золотом интервалов, тяготеющих к замкам аркообразных штокверков с горизонтальными жилами, маркирует рудный (золотой) канал, в пределах которого по трещинам циркулировали золотоносные растворы и происходило отложение золота (рис. 1, Б). В штокверках золото сконцентрировано главным образом в пологопадающих кварц-карбонатных прожилках и в крутопадающих прожилках СВ-простирания (рис. 1, В).

В предлагаемой нами структурной модели золотоносные штокверковые системы сформировались в субмеридиональной левосдвиговой зоне, пересекающей Адыча-Тарынский разлом. Надвиговые штокверки-пластины образовались в локальном поле напряжений горизонтального сжатия и вертикального растяжения на участках сочленения кулисных сдвигов Риделя [10]. Тектонофизическим аналогом модели является сдвиговая модель структур горизонтального выдавливания push-up [6]. Субмеридиональные трансструктурные золотоносные сдвиговые зоны были выделены ранее для Колымского региона [11].

На поздней стадии рудного этапа в обстановке реверсного правого сдвига по субвертикальным трещинам отрыва сформировались меридиональные и широтные кварцевые жилы с богатой золото-сурьмяной минерализацией. Жилы образуют правосдвиговые кулисные ряды СЗ простирания. На участке Террасовом образование рудных минералов поздней золото-полисульфидной ассоциации происходило также в обстановке реверсного правого сдвига [4].

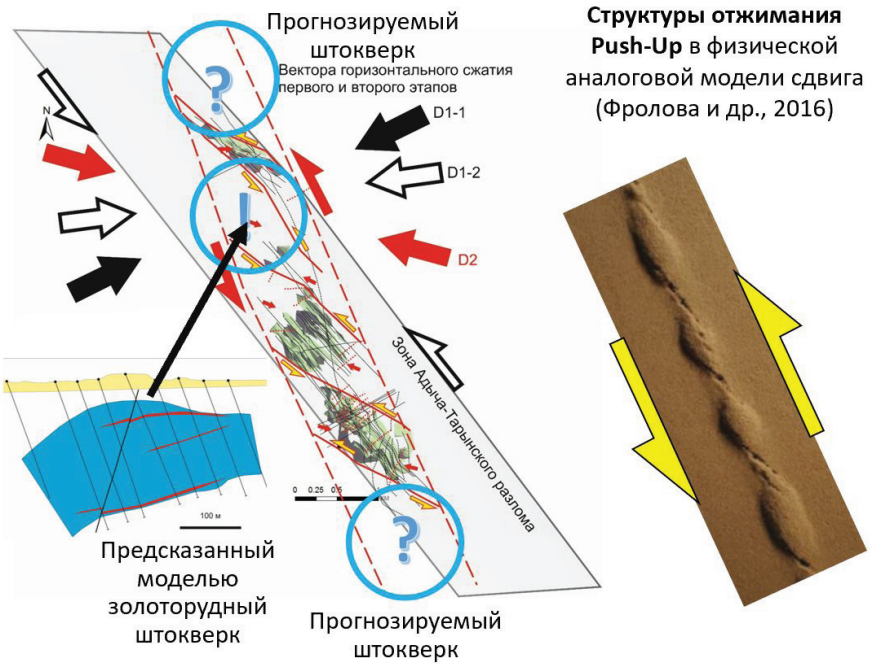


Рис. 2. Структурная сдвиговая модель месторождения Дражное

Структурный анализ и компьютерная рентгеновская томография ориентированного керна показали избирательное отложение золота в кварцевых прожилках определенной ориентировки. Выявлены микроструктурные тренды распределения золота, которые могут не совпадать с микроструктурными трендами и прожилками пирита и арсенопирита, что указывает на позднее отложение золота [7, 9].

Разработанная геолого-структурная модель объясняет строение, этапность и кинематику формирования золотоносных жил, штокверков и штокверковых систем; предсказывает положение «слепых» штокверков и богатых золотом жил (рис. 2). Геолого-структурная модель является основой для ресурсной модели: контролирует правильность выделения структурных доменов и геометризацию рудных тел. Выявленная в штокверках ориентировка систем наиболее золотонасыщенных прожилков позволяет уточнить геометрию разведочной сети, ориентировки разведочных скважин на участках детализации. Структурная модель Дражного используется нами при поисково-оценочных работах на Тарынском рудном поле – при структурно-геологическом картировании, интерпретации геохимических аномалий и для проектирования поисковых скважин.

Литература

1. *Аристов В.В., Прокофьев В.Ю., Имамендинов Б.Н., Кряжев С.Г., Алексеев В.Ю., Сидоров А.А.* Особенности рудообразования на золото-кварцевом месторождении Дражное (Восточная Якутия, Россия) // Докл. РАН. 2015. Т. 464. № 1. С. 65–70.

2. *Войтенко В.Н.* Сдвиговые структурные парагенезисы и золотое оруденение Адыча-Тарынского глубинного разлома. М., 2015. Интернет-презентация (http://www.ifz.ru/fileadmin/user_upload/subdivisions/506/OMTS/2015/26.02/Voitenko_ reduce.pdf).

3. *Гусев Г.С., Флеров Б.Л.* Контроль интрузий и оруденения глубинными разломами в западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. Тектоника Сибири. Т. 4 // Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 201–208.

4. *Мишарин Л.Г.* Геологическое строение участка Террасовый на золоторудном месторождении Дражное (Республика Саха). Магистерская работа. М.: МГУ, 2020. 85 с.

5. *Сивков Д.В., Прокофьев В.Ю., Чикатуева В.Ю*. Новые данные об условиях формирования золотой минерализации месторождения Дражное (Республика Саха – Якутия, Россия) по результатам исследования флюидных включений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 1. С. 42–49.

6. *Фролова Н.С., Корбутяк А.Н., Мишакина А.А., Корпач С.В*. Развитие деформаций в зонах сдвига: результаты физического моделирования с использованием песка / // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов Всероссийской конф. М.: ИФЗ, 2016. Т. 2. С. 385–392.

7. *Чикатуева В.Ю., Сивков Д.В., Читалин А.Ф* Опыт использования рентгеновской томографии при структурных исследованиях золоторудного штокверка месторождения Дражное, Республика Саха (Якутия) // Сборник тезисов Международной геолого-геофизической конференции и выставки «ГеоЕвразия 2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии». Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2019. С. 431–435.

8. *Чикатуева В.Ю., Ситкевич С.А.* Минералогия золоторудного месторождения Дражное, Республика Саха (Якутия) // Изв. вузов. Геология и разведка. 2019. № 5. С. 57–63.

9. *Чикатуева В.Ю., Степанов Н.В., Читалин А.Ф., Корост Д.В*. Методика изучения керна объектов золото-кварцевой формации с применением рентгеновской компьютерной томографии на примере месторождения Дражное (Республика Саха (Якутия)) // Руды и металлы. 2021. № 4. С. 43–59.

10. *Читалин А.Ф., Воскресенский К.И., Гришин Е.М., Сивков Д.В., Усенко В.В., Фомичев Е.В., Чикатуева В.Ю.* Структурно-кинематическая модель золоторудного месторождения Дражное // Геофизика. 2018. № 3. С. 106–114.

11. *Читалин А.Ф.* Сдвиговая тектоника и золотоносность Колымского региона // Золото и технологии. 2016. № 4(34). С. 122–126.

С.В. Шварев[1,2], И.В. Бондарь[2], А.О. Королева[2,1], А.Л. Гуринов[1]

Морфотектоника и палеоземлетрясения юго-западного Прионежья

Введение и постановка задачи

Морфоструктурной доминантой на юго-западной периферии Онежского озера является Шокшинская гряда, вытянутая вдоль его побережья в северо-западном направлении, возвышающаяся над поверхностью озера на 120–160 м и сложенная габбро-диабазами. Более 60 лет назад уступы, обрамляющие гряду, были идентифицированы как приразломные неотектонические образования [1]. Для уступов характерно наличие признаков постледникового сейсмогенного обновления – открытых трещин, расщелия, выколов, крупноглыбовых смещений и обвалов [12], а для отложений голоценовой озерной террасы – палеосейсмогенные деформации разжижения и флюидизации [3, 12], что в совокупности свидетельствует о постледниковой, включая голоцен, сейсмотектонической активизации, возраст которой по данным ОСЛ и ^{14}С-датирования ≈ 4.5–4.1 тыс. лет назад. [9]. Эти предпосылки дали основание для постановки детальных комплексных исследований с целью установления основных параметров и кинематики нарушений в скальных породах, сопоставления нарушений в фундаменте и деформаций в рыхлых отложениях и рельефе для определения пространственных характеристик разломов и времени их активизации.

Методы и материалы

Исследование опиралось на применение методов: а) морфотектонического анализа на основе данных дистанционного зондирования, топографических и батиметрических карт, литературных и фондовых геолого-геоморфологических данных; б) тектонофизического анализа

[1] Институт географии РАН, Москва, Россия
[2] Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

на основе полевых исследований в карьерных выработках и обработки данных с использованием методов катакластического [5] и структурно-парагенетического [6] анализа; в) георадарного профилирования в пределах суши и акватории Онежского озера с использованием георадара ОКО3 АБ-100М3 и обработкой результатов в ПО Cartscan [7]; г) палеосейсмогеологического метода [10] с использованием анализа палеосейсмодислокаций (деформаций) дистанционными и полевыми методами; д) хроно-стратиграфического метода на основе полевого изучения разрезов рыхлых отложений и отбора проб для инструментального датирования и установления возраста деформационных эпизодов.

Морфоструктура

По данным региональных структурно-тектонических исследований, Шокшинская гряда разбита на отдельные блоки разломами преимущественно поперечно- и продольно-диагональных к простиранию гряды СВ, ССВ и СЗ направлений соответственно [4, 8]. Непосредственно в пределах гряды доминируют поперечные разломы СВ простираний, формирующие делимость с шагом 15–25 км, но генеральное направление в тектонической структуре определяется СЗ трендом, задаваемым разломами СЗ и ССЗ направлений, развитыми в пределах котловины Онежского озера и обрамляющими его западное побережье и, соответственно, северо-восточный фланг Шокшинской гряды [4]. Преимущество СЗ направлений определяется и в новейшей структуре: бортовые разломы Онежской котловины отделяют зону погружений к востоку от поднятий к западу, разница амплитуд которых по разным оценкам колеблется от 50 до 150 м. При этом, поперечные СВ-разломы имеют преимущественно сдвиговую кинематику [2]. Современный морфоструктурный план территории полностью подчинен продольно-поперечной делимости, проявляющейся в сегментации гряды на отдельные массивы, обрамленные с востока и запада обновленными продольными приразломными уступами, и разделенные поперечными тектоническими грабенообразными депрессиями, разрабатываемыми современной речной сетью (рис. 1 а).

Разломная тектоника

Блоковое строение Шокшинской гряды проявляется в неоднородности степени дезинтеграции массива: местами породы интенсивно трещиноватые, дезинтегрированные, нарушенные многочисленными зонами дробления, раскрошены местами вплоть до щебёнки, в других частях обнаруживаются массивные, крепкие породы, разбитые системой узких вертикальных разрывных нарушений сдвиговой природы. Относительно крупные раз-

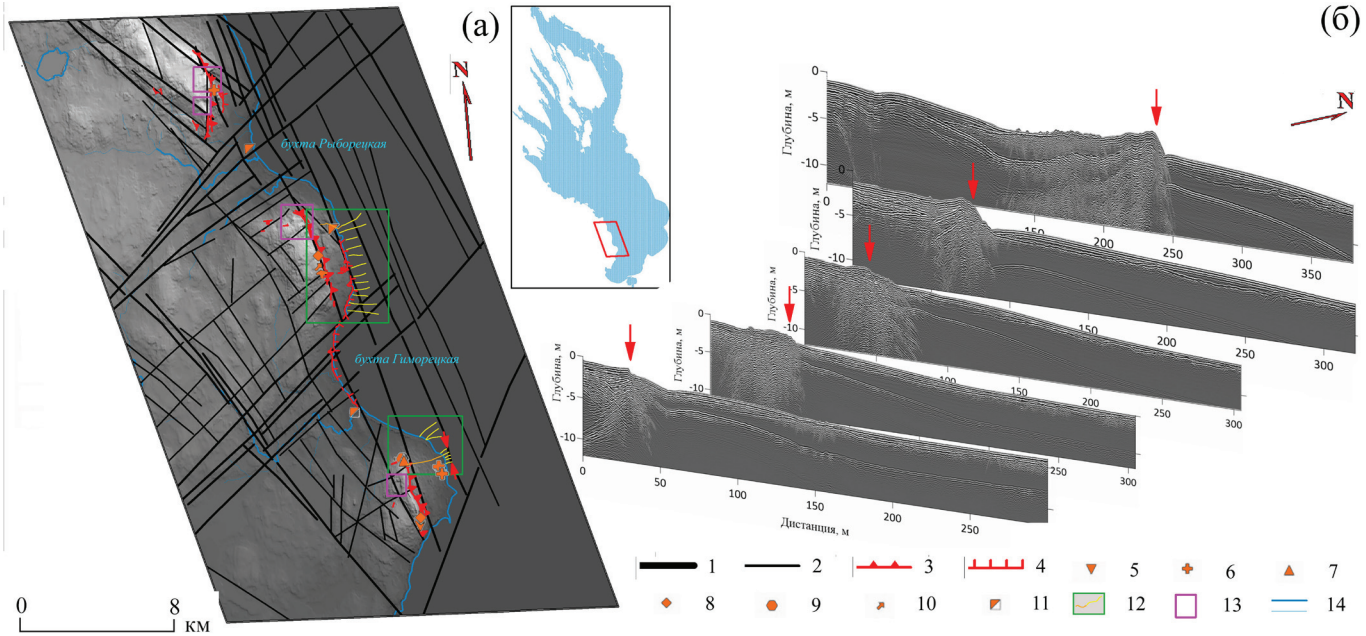


Рис. 1. Комплексные исследования активизированных разрывных структур: а – морфотектоническая схема и основные участки исследований: предполагаемые новейшие нарушения: *1* – основные; *2* – второстепенные; приразломные уступы: *3* – основные; *4* – второстепенные; палеосейсмодеформации (по [12] с дополнениями): *5* – сейсморвы; *6* – зоны дробления; *7* – выбивание блоков из массива (выколы); *8* – латеральное смещение крупных блоков; *9* – крупноглыбовые обвалы; *10* – направленные обвальные шлейфы; *11* – разжижение и флюидизация в рыхлых осадках; участки детальных работ: *12* – геофизических (георадарные профили); *13* – тектонофизических; прочие обозначения: *14* – гидрографическая сеть (береговые линии озер, реки и ручьи); б – приразломный субаквальный уступ на южном участке работ; красные стрелки на фрагментах а и б – зона разлома

рывы (мощностью 1–5 м), представляют собой серии близко расположенных узких зон дробления, иногда с интенсивными взбросо-сдвиговыми деформациями. Зоны дробления и трещины образуют иерархические блоковые системы с регулярным шагом, особенно заметным для поперечных нарушений северо-восточных простираний. В целом, для Шокшинской гряды характерно развитие двух систем разрывных нарушений – СВ и СЗ простирания, близких по морфологии и представленных вертикальными узкими структурами с интенсивным дроблением в осевых зонах. Зафиксированные смещения по ним – одновременно и правые и левые сдвиги – связаны, вероятно, со сменой поля напряжений, при котором «работали» обе системы нарушений, но менялось направление смещений.

Строение кровли фундамента и рыхлого чехла

В результате георадиолокационных исследований в акватории озера прослежен приразломный уступ высотой в первые метры, вдоль которого трансформирован покров четвертичных отложений и меняется волновая картина фундамента, свидетельствующая об интенсивной раздробленности (рис. 1 б, в). Вне зоны уступа в акватории активизированные нарушения прослеживаются в виде субвертикальных зон, секущих линзы донных отложений и выраженные на поверхности в виде гряд. На суше под покровом рыхлых отложений на георадарных профилях фиксируются зоны разрывов, выраженные в кровле фундамента малоамплитудными уступами, а в чехле рыхлых отложений – зонами деформаций.

Палеосейсмодеформации

В отложениях озерной террасы высотой 4.5–5 м над урезом озера в бухте Гиморецкая обнаружены постседиментационные деформации разных типов: волновое смятие; пологие разрывы со смещением; грабенообразные провалы, гомогенизация слоистой толщи; микроскладки, фрагментация слоев и др. Возраст деформированной толщи ≈7257 л.н. кал. (ИГАНams10960), что определяет нижнюю возрастную границу палеоземлетрясения. Эти данные подтверждают ранее установленный вероятный период сейсмического события, установленный по деформациям отложений террасы того же уровня в бухте Рыборецкая 4.1–4.5 тыс. лет назад [9].

Выводы

1. Новейшие нарушения определяют основные черты рельефа береговой зоны юго-западного Прионежья: продольная ступенчатость скальных

уступов, сопряженных с террасами, поперечные грабены, унаследованные устьевыми участками рек, поперечные разрывы водоразделов формирующие сквозные долины.

2. В породах фундамента доминирование разрывных нарушений двух систем – СВ и СЗ простирания, проявлено в сдвиговых смещениях, периодически менявших знак при смене поля напряжений и соответствующих новейшей морфоструктуре Шокшинской гряды.

3. В акватории озера при помощи георадарного профилирования прослежены активизированные тектонические нарушения: приразломный уступ, в зоне которого трансформирован покров четвертичных отложений и фиксируется интенсивная раздробленность коренных пород; субвертикальные разрывы, секущие линзы озерных отложений и выраженные на поверхности протяженными грядами.

4. На прибрежной территории с помощью георадара выявлены малоамплитудные нарушения фундамента под чехлом рыхлых отложений, проявляющиеся уступами кровли коренных пород и деформациями вышележащих осадков.

5. Возраст наиболее молодого сейсмического события, отраженного в деформациях озерных отложений, не старше 7.2 тыс. лет назад (с большой вероятностью в интервале 4.1–4.5 тыс. лет назад).

Благодарности. Работа выполнена в рамках госзаданий ИГ РАН и ИФЗ РАН.

Литература

1. *Биске Г.С.* Вклад тектоники в геоморфологию Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурманское издательство, 1961. С. 32–42.

2. *Бискэ Г.С., Лак Г.Ц., Лукашов А.Д., Горюнова Н.Н., Ильин В.А.* Строение и история котловины Онежского озера (Карельский филиал АН СССР, Ин-т геологии, Труды, вып.7). Петрозаводск: «Карелия», 1971. 74 с.

3. *Зыков Д.С.* Проявления позднеголоценовых тектонических движений в центральной Карелии // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 5. С. 72–75.

4. *Куликов В.С.* Геологическая карта (масштаб 1:2 000 000) / В.С. Куликов, А.К. Полин, А.И. Слабунов, С.А. Светов // Атлас Республики Карелия / Н.Н. Филанов (пред. ред. колл). Петрозаводск: Версо, 2021. С. 12–13.

5. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В.* От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методы и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 225 с.

6. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.

7. *Старовойтов А.В*. Интерпретация георадиолокационных данных: учебное пособие по курсу «Георадиолокация». 2-е издание, исправленное и дополненное. М.: «КДУ»; «Добросвет», 2023. 258 с.

8. *Сыстра Ю.Й*. Тектоническая карта Республики Карелия. М-б 1:1 000 000. Петрозаводск, Институт геологии КарНЦ РАН, 1991.

9. *Шварев С.В., Никонов А.А*. Влияние сильных землетрясений на рельеф, отложения и гидродинамику района Онежского озера / Отв. ред. Д.А. Субетто. Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2022. С. 218–231.

10. *McCalpin J.P*. Paleoseismology. 2nd Edition. Amsterdam-London: Academic Press, 2009. 615 p. (International Series, 95).

11. *Nikolaeva S.B., Nikonov A.A., Shvarev S.V.* Late Glacial and postglacial faulting in the russian part of the fennoscandian shield. Chapter no 14 / Ed. by Holger Steffen, Odleiv Olesen, Raimo Sutinen. Glacially-Triggered Faulting. United Kingdom: Cambridge University Press, 2021. P. 246–260. DOI: 10.1017/9781108779906.018

12. *Shvarev S.V*. Traces of postglacial seismic activity in the bedrock and unconsolidated sediments on the south-western shore of lake Onega // Lateglacial-Interglacial transition: glaciotectonic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes: INQUA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion 2018 International Scientific Conference and School for Young Scientists, 19–25 August 2018: Excursion guide and Abstracts / Ed. by D.A. Subetto et al. Petrozavodsk: Karelian Research Centre of Russian Academy of Science, 2018. P. 15–18.

Э.В. Шипилов[1]

Геолого-геофизические данные о структуре перикратонной области Балтийского щита и пояса байкалид на северо-западном обрамлении Кольского полуострова

Рассматриваемый район, в состав которого входят п-ова Средний и Рыбачий, в физико-географическом отношении отвечает переходу от суши Кольского п-ова к шельфу Баренцева моря, а в современном тектоническом плане выступает в качестве фрагмента зоны сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ [1–4].

[1] Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

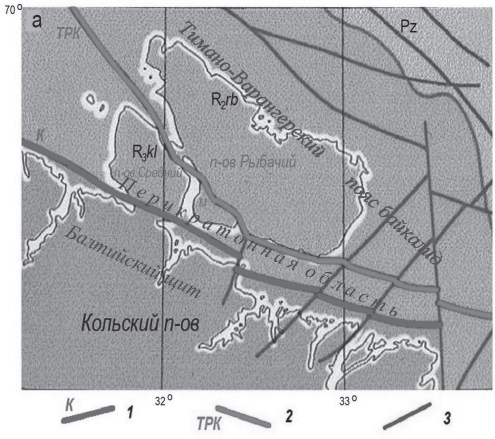
Восточно-Европейская платформа представлена своим крайним северо-восточным сегментом, в структуре которого выделяется Балтийский щит и Северо-Кольская перикратонная область (рис. 1 а).

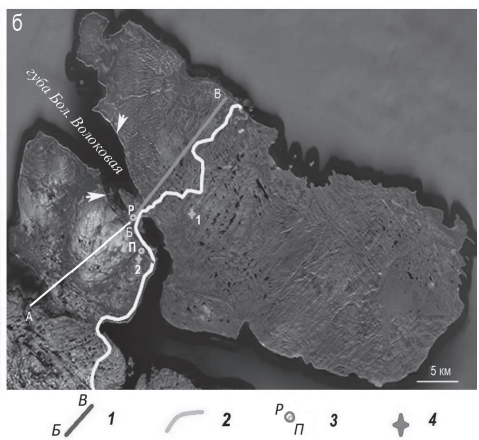
Перикратонная область объединяет территории п-ова Средний, мыса Мотка (юг п-ова Рыбачий) и о. Кильдин и отделена от архейского кристаллического щита Кольского побережья сбросом по разлому линии Карпинского. С северо-востока перикратонная часть платформы ограничена тектоническим швом линеамента Тролльфиорд–Рыбачий–Кильдин (ТРК), определяя край платформы. Считается, что этот шов обусловлен системой разломов и является пограничным разделом Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ и, вместе с тем, двух геоструктурно-формационных блоков, соотносящихся с п-овами Средний и Рыбачий. Исследованиями установлено [1, 5–9 и др.], что осадочный комплекс п-ова Средний сложен вендскими и верхнерифейскими терригенными образованиями. На п-ове Рыбачий верхнепротерозойские отложения представлены среднерифейскими обломочными комплексами. По мнению большинства исследователей, тектонический контакт, проявленный в виде линеамента ТРК, пролегающий на юге перешейка, соединяющего полуострова, имеет все признаки *надвига со сдвиговой амплитудой*. Этот разломный элемент, пролегающий между полуостровами, продолжается к юго-востоку в виде Западно-Тиманского разлома и, по существу, является фронтальной частью сложной трансрегиональной системы взбро-со- и надвиго-сдвиговых дислокаций Канино-Тиманского (Варангер-Тиманского) пояса байкалид обрамляющего Восточно-Европейскую платформу.

В *интерпретационном аспекте нами* использовались данные, полученные в результате проведения сейсмических работ [6–9], бурения двух параметрических скважин [10, 11], АМТЗ и в последние годы экспериментальных электромагнитных исследований ЭМЗ [12, 13] (рис. 1, б).

Рассматриваемые п-ова существенно отличаются как в орографическом отношении, так и в структурно-тектоническом плане, и в параметрах структурно-тектонического облика залегания отложений п-ов [1, 6, 8, 9] (рис. 1).

На п-ове Рыбачий все признаки указывают на аллохтонный характер структурирования пород, представленных в обнажениях (рис. 1, в), а на п-ове Средний и о-ве Кильдин залегание комплексов отличается спокойным моноклинальным, приближенным к нормальному, стилем, отвечающим стабилизирующей обстановке перикратонной области (рис. 1, г). П-ов Рыбачий, в современной трактовке, надвинут в юго-западном направлении на Средний. Сама зона надвига не является единообразно построенной, а скорее напоминает развальцованную в обе стороны разломно-структурную систему шириной ~1–1.5 км [8] .


а
70°
ТРК
Pz
Тимано-Варангерский
R_2rb
К
R_3kl
п-ов Рыбачий
п-ов Средний
Перикратонная область
Балтийский щит
Кольский п-ов
32°
33°
К
1
ТРК
2
3


б
губа Бол. Волоковая
В
Р
Б
П
1
2
А
5 км
В
Б
1
2
Р
П
3
4


в
П-ов Средний
Тимано-Варангерский пояс (п-ов Рыбачий)


г
Перикратонная область (п-ов Средний)

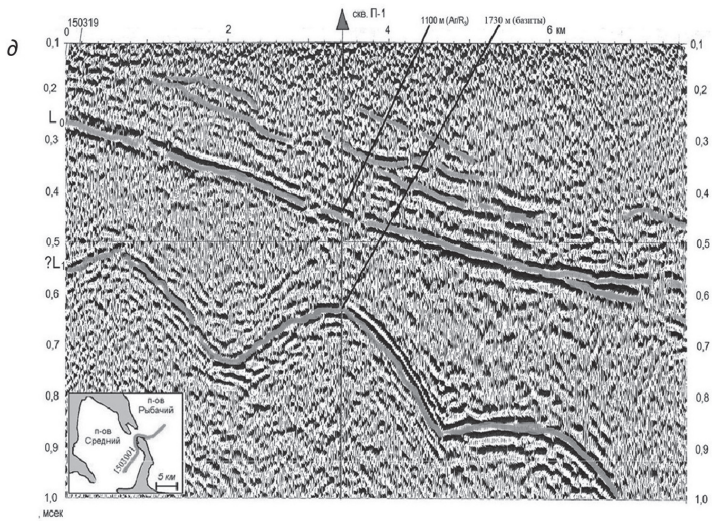

д
150319
скв. П-1
1100 м (Ar/R)
1730 м (базиты)
0
2
4
6 км
0,1
0,2
L_0
0,3
0,4
0,5
?L
0,6
0,7
0,8
0,9
1,0
мсек
п-ов Рыбачий
п-ов Средний
Кольский п-ов
5 км

Рис. 1. Тектоническая схема [1–3] с изменениями (а), используемый материал (б), условия залегания пород в обнажениях (фото Э.В. Шипилова) (в, г), и на сейсмическом разрезе (д).

а – *1* – К – линия Карпинского, *2* – ТРК – линеамент Тролльфиорд-Рыбачий-Кильдин, *3* – прочие разломы; М – мыс Мотка; б – *1* – профиль геоэлектрического разреза АМТЗ, *2* – региональный профиль МОГТ, *3* – скважины: П – на п-ове Средний, Р – на перешейке п-ова Рыбачий, *4* – точки ЭМЗ, стрелками показано положение разрезов на рис.; в и г – структурно-тектонические условия залегания пород по обе стороны ТРК: в – южное побережье Губы Большая Волоковая, п-ов Рыбачий, породы вовлеченные в надвиговые деформации. Углы падения пластов различны и иногда превышают 40°; г – северное побережье п-ова Средний Губы Большая Волоковая; *д* – юго-западный фрагмент временного сейсмического разреза п-ова Средний по профилю 150001 (на врезке положение) (по материалам «Саратовнефтегеофизика», 2003) с изменениями и интерпретацией автора

В соответствии с главным С-З трендом простирания п-ова Рыбачий слагающие его комплексы отложений протягиваются в этом же направлении (290–310°) и характеризуются чередованием широких моноклиналей, наклоненных на СВ под углами 15–35°, и линейных зон напряженной складчатости. Как отмечено [1], ширина складок составляет 400–700 м, при этом наблюдается их асимметрия с наклоном осевых плоскостей на ЮЗ. Возраст складчатых деформаций связывается с байкальским орогенезом и подновлением их каледонскими движениями [1, 2, 6, 8, 9].

На п-ове Среднем наиболее заметные тектонические дислокации отмечаются в полосе близлежащего влияния системы разломов ТРК. Здесь, прежде всего, обращает на себя внимание контрастно выраженный в рельефе уступ на северном побережье п-ова на границе с перешейком, проиллюстрированный на фото (рис. 1, г).

Сейсмический разрез по профилю 1503001 с положением скважины П-1 показывает (рис. 1, д), что подошва осадочного комплекса довольно устойчиво погружается в северо-восточном направлении и на окончании приведенного фрагмента разреза составляет порядка 1.5 км. Бурение скважины Пограничная П-1 в северо-восточной части п-ова Средний, показало, что подошва верхнерифейских отложений (или кровля кристаллического фундамента) находится на глубине 1100 м [10, 11]. Для п-ова Средний на кривой трансформации данных ЭМЗ главный высокоомный максимум на глубине 1120 м соответствует положению границы кристаллического фундамента, вскрытой скважиной Пограничная-1.

На п-ове Рыбачий ситуация с определением структуры чехла и положения поверхности фундамента представляется более сложной. В скважине Р-1 верхняя часть разреза до глубины 17 м занята терригенными отложениями, затем в интервале 17–400 м вскрыты плагиограниты, еще

ниже вскрыта 1000-метровая толща осадочных пород верхнего протерозоя [11]. Точка ЭМЗ на п-ове Рыбачий находится на удалении около 5 км от скв. Р-1, поэтому здесь наблюдается определенное отличие геоэлектрического разреза от разреза скважины. Наиболее широкий диапазон повышения действующего сопротивления соответствует глубинам 5700–10 000 м и в целом кривая данных ЭМЗ демонстрирует в этом интервале высокое действующее сопротивление среды, характерное для пород кристаллического фундамента. На глубинах порядка ~ 6000–7000 м по результатам двухмерной инверсии данных АМТЗ для южной части п-ова Рыбачий (севернее скв. Р-1) предполагается граница фундамента [22].

Как представляется, основополагающие факторы, предопределившие структурно-тектонический облик п-ова Рыбачий, – это процессы надви-

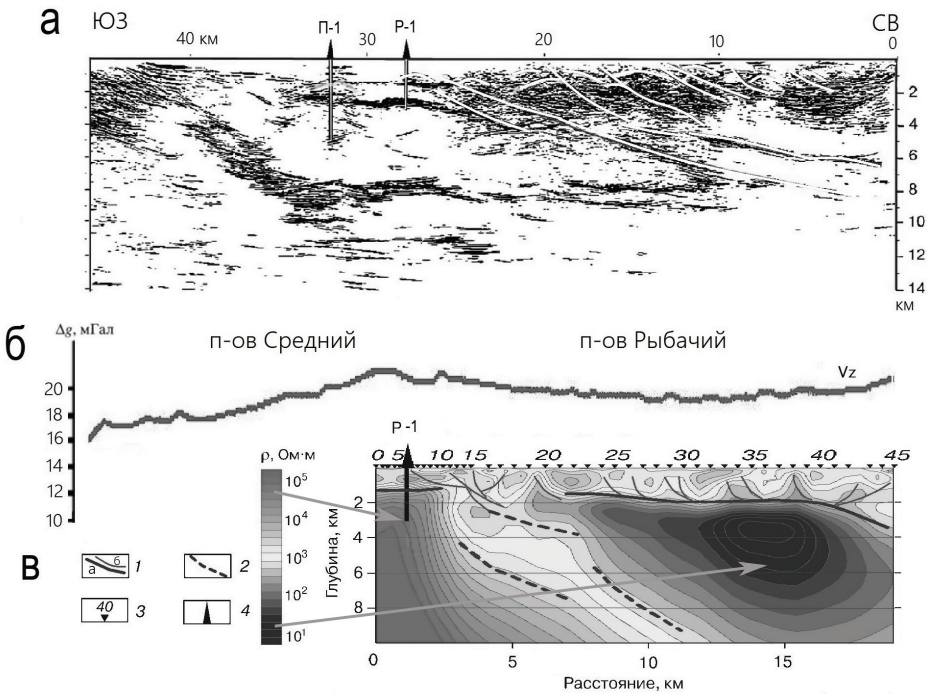


Рис. 2. Глубинный сейсмический разрез МОВ через п-ова Средний – Рыбачий (положение на рис. 1 б) с графиком гравитационного поля [6, 7] с интерпретацией, изменениями и дополнениями.

а, б – геоэлектрический разрез по результатам двухмерной инверсии данных АМТЗ по [13] (с изменениями и дополненной интерпретацией в верхней части разреза); в – *1* – уверенные границы, *2* – предполагаемые границы, *3* – точки АМТЗ, *4* – скважина

гообразования, приведшие к динамическому сжатию и складкообразованию. Несмотря на неоднозначную интерпретационную информативность регионального сейсмического разреза МОГТ [6, 7], тем не менее, можно констатировать, что в верхней части волновой картины примерно до глубины 2.5 км можно различить некоторые структурные неоднородности в осадочном чехле (рис. 2, а). В этом интервале разреза, с различной степенью уверенности, нами выделяется серия коротких *дугообразных* отражающих горизонтов. Наличие таких структурных элементов, обозначенных в волновой картине на сейсморазрезе, подтверждается отображением подобных антиклинальных структур в верхней части на разрезе АМТЗ, свидетельствуя об их реальном присутствии (рис. 2 в). На геоэлектрическом разрезе такие многочисленные «антиклинальные складки» в работе [13] связываются с разломной тектоникой. Однако, по нашему мнению, учитывая общетектоническую характеристику Тимано-Варангерского пояса байкалид, приведенные данные с большой вероятностью свидетельствуют, что такая структурно-тектоническая ситуация – сочетание разломов и складок – обусловлена процессами чешуйчатого надвигообразования. В ряде публикаций указывается на наклон осевых поверхностей складок в юго-западном направлении. Учитывая приведенные данные, мы предполагаем чешуйчатое строение этих деформаций. Наша *интерпретационная версия* проиллюстрирована в верхней части геоэлектрического разреза (рис. 2 в). В подошвенной части этих деформаций не исключено наличие детачмента, как необходимого геодинамического элемента механизма создания подобной геоструктурной ситуации.

Таким образом, приведенные *фактические данные* свидетельствуют о существенном вкладе методов электромагнитного зондирования в расшифровку строения таких малоизученных районов как п-ова Средний и Рыбачий, значительно расширяя параметрическую базу данных об их дифференцированной структуре. Если на п-ове Среднем строение разреза относительно простое – осадочная толща и фундамент, то на п-ове Рыбачий надвиго-сдвиговые процессы значительно усложнили конструкцию разреза.

Построенные по результатам этих работ графики зависимости действующего сопротивления среды от действующей глубины и подобранные модели геоэлектрического разреза указывают не только на увеличение мощности чехла до 6–7 км, но и на чередование в его строении различных по физическим свойствам литологических разностей пород с присутствием относительно высокоомных слоев. При этом на п-ове Средний график ЭМЗ показывает, что породы кристаллического основания (фундамента) имеют значительно большее сопротивление среды, чем на Рыбачьем. Сложная сейсмическая картина на разрезе в пределах последнего позволяет предположить значительное влияние на волновое

поле пологих зон разломов, выявление и наличие которых еще предстоит обосновать.

Геофизические материалы подтверждают значительную концентрацию складчато-разрывных деформаций на п-ове Рыбачий. В противоположность этому, приведенные сейсмические разрезы и другие материалы по п-ову Средний не дают оснований говорить о наличии каких-либо заметных нарушений или разломов, но указывают на нарастание мощности чехла в северном направлении до ~1.5 км непосредственно у зоны ТРК. Севернее, на другой стороне ТРК, в пределах уже южной территории п-ова Рыбачий, на разрезе АМТЗ обнаруживается что-то наподобие кармана, заполненного, судя по всему поднадвиговыми отложениями мощностью до 6–7 км. Данные ЭМЗ подтверждают наличие преувеличенной мощности осадочного чехла на юге этого п-ова.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист R-(35), 36 – Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 289 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Листы R-37, 38 – м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. 251 с.

3. *Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Журавлев В.А.* Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Восточно-Европейского кратона (Балтийский щит) и Западно-Арктической платформы по комплексу геолого-геофизических данных // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. С. 356–358.

4. *Безматерных Е.Ф., Сенин Б.В., Шипилов Э.В.* Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия). Мурманск: Север, 1993. 184 с.

5. *Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F. et al.* Geology of the Kola peninsula (Baltic sheild). Apatity: Geological Institute, Kola Science Centre, 1995. 145 p.

6. Строение литосферы российской части Баренц-региона / Ред. Н.В. Шаров, Ф.П. Митрофанов, М.Л. Верба, К. Гиллен. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 318 с.

7. *Шаров Н.В., Исанина Э.В., Крупнова Н.А. и др.* Повышение достоверности геологических моделей земной коры района полуостровов Средний–Рыбачий на основе комплексирования сейсмических методов ОГТ, ГСЗ, МРС // Уральский геофиз. вестн. 2007. № 4 (13). С. 98–106.

8. *Балуев А.С., Морозов Ю.А., Терехов Е.Н. и др.* Тектоника области сочленения Восточно-Европейского кратона и Западно-Арктической платформы // Геотектоника. 2016. № 5. С. 3–35.

9. *Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е., Глазнев В.Н. и др.* Архей и неопротерозой полуостровов Рыбачий и Средний (Балтийский щит): геология, геодинамика, нефтегазоносность и алмазоносность. Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2022. 853 с.

10. *Куликов Н.В., Коновалов В.А., Медведев С.А., Чигвинцев В.Д.* Новые данные о геологическом строении севера Кольского полуострова // Разведка и охрана недр. 2007. № 4. С. 22–25.

11. *Медведев С.А., Медведев Ст.А., Коновалов В.А.* Новые данные о геологическом строении северной части Кольского полуострова (блок Рыбачий–Средний) // Советская геология. 2009. № 6. С. 60–65.

12. *Любчич В.А., Шипилов Э.В., Юрик Р.Ю.* Первые результаты экспериментального электромагнитного зондирования земной коры на полуостровах Средний и Рыбачий // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 334–338.

13. *Сараев А.К., Антащук К.М., Еремин И.С.* Возможности аудиомагнитотеллурических зондирований с бесконтактными электрическими линиями при изучении геоэлектрического строения полуострова Рыбачий (Мурманская область) // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 5. С. 65–76.

СОДЕРЖАНИЕ

Абашев В.В., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Исаева Е.П. Палеомагнетизм девонских отложений Восточной Чукотки 3
Алагияванна И.А.Э., Виноградов Е.В., Шелепаев Р.А., Метелкин Д.В. Первые палеомагнитные данные по кембрийско-ордовикским габброидным массивам Тувы (Западный Сангилен, Таннуольская островная дуга) 7
Александров В.Н., Худолей А.К., Шатов В.В. Среднепалеозойский магматизм центральной части Охотского массива: новые геохронологические и геохимические данные и их геодинамическая интерпретация 12
Алексеев Д.В., Худолей А.К., Третьяков А.А., Кушнарёва А.В., Рохас-Аграмонте Я., ДюФрэйн С.Э. Докембрийская эволюция Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента и его происхождение в юго-западной Лаврентии: выводы по результатам геохронологических и геохимических исследований 15
Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Татаринов В.Ю., Ахманов Г.Г., Ершов А.В. Газогидраты прилаптевоморской части Евразийского бассейна по сейсмическим данным 20
Аристов В.В. Что ожидает поисковый геолог от структурной геологии при прогнозировании и на ранних стадиях поисковых работ 24
Артюшков Е.В., Чехович П.А. Бассейн Руб-эль-Хали на юго-востоке Аравийской платформы. Погружение в результате уплотнения пород в земной коре за счет проградного метаморфизма 25
Архипова Е.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д. Особенности сейсмической активизации регионов в обрамлении Северной Пацифики 27
Астафьев Д.А. Результаты применения тектоно-геодинамических критериев прогноза зон нефтегазонакопления на шельфах арктических и дальневосточных морей России 32
Аухатов Я.Г. К вопросу о происхождении Камско-Кинельской системы прогибов Волго-Уральской области 37

Багдасарян Т.Э., Чистякова А.В., Кревсун Д.А., Веселовский Р.В., Степанова А.В., Бычков А.Ю. Первые результаты трековой термохронологии апатита и циркона Карельского кратона и восточной окраины Свекофенского орогена 41
Балуев А.С., Брусиловский Ю.В. Глубинное строение земной коры палеорифтовой системы Белого моря по результатам комплексного анализа геофизических данных 43
Баранов А.А., Лобковский Л.И., Бобров А.М. Трехмерная конвективная модель мантийных течений под океанами 49
Барышев А.Н. Геодинамика, тектоника и проблемы планетарной металлогении 52
Белова Т.Т., Афонин И.В., Плюснин А.В. Зрелость и состав пород источника сноса визейских терригенных отложений Башкирского свода по результатам изучения керна глубоких скважин 57
Беляев В.А., Горнова М.А., Каримов А.А., Дриль С.И., Медведев А.Я. Дифференцированные бонинитовые серии из офиолитов Восточного Саяна и Северной Монголии: геохимия и значение для палеогеодинамических реконструкций 62
Бергаль-Кувикас О.В. Признаки ассимиляции магм моногенного ареального вулканизма Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (Центральная Камчатка) 66
Боголюбский В.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Влияние горячих точек на тектоническое строение спрединговых хребтов Приантарктической Атлантики 68
Бондарь И.В., Шварев С.В. Системы дизъюнктивных нарушений в протерозойских габбродолеритах Шокшинской гряды (Республика Карелия) 72
Борисенко Е.С., Кунаккузин Е.Л., Чешкова П.В. Ксенолиты архейских высокоглиноземистых пород в палеопротерозойском мафитовом массиве Мончетундра, Кольский регион 77
Брусницына Е.А., Ершова В.Б. U-Pb датирование цирконов: возраст и источники сноса пород южной части Уяндино-Ясачненского пояса 80
Бяков А.С., Кузнецов А.Б., Брынько И.В., Ведерников И.Л. $^{87}Sr/^{86}Sr$ кривая перми Северо-Востока Азии и ее значение для региональной стратиграфии и палеотектонических реконструкций 83

Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Васильева И.С., Колюбакин А.А., Бородулин А.А., Васильев В.Е., Комиссаров Д.К. Четвертичные складчато-надвиговые гляциодислокации в области сочленения акваторийЛаптевых и Восточно-Сибирского морей.....87
Виноградов Е.В., Метелкин Д.В. Палеомагнитные свидетельства аномального состояния геомагнитного поля на рубеже докембрия и палеозоя по данным для Сибирской платформы 92
Владимиров В.Г., Савинский И.А. Цели и возможности структурно-петрологических исследований при проведении поисково-разведочных и геолого-съемочных работ на разных стадиях изучения и освоения рудных месторождений.....96
Водовозов В.Ю., Беляков А.П., Абашев В.В. Ключевой палеомагнитный полюс 1.88 млрд лет раннепротерозойских образований Удоканакак ограничение времени консолидации юга Сибирского кратона.....98
Волосов А.С., Царева М.Д., Хромых С.В., Котлер П.Д. Геологическая позиция, возраст и состав многофазного массива Батпак, Восточный Казахстан 102
Ганелин А.В., член-корреспондент РАН Соколов С.Д. Полихронные генерации циркона и состав пород из серпентинитовых меланжей Полярнинского поднятия Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) 105
Георгиевский Б.В., Ситар К.А. Тектоническая позиция действующих геотермальных месторождений мира 108
Гирин Р.Э., Грибик Я.Г. Геодинамические условия формирования Припятского прогиба и его нефтегазоносность.....112
Голионко Б.Г. Структурная эволюция и этапы формирования структур восточной части Башкирского антиклинория (Южный Урал) 116
Гордеев Н.А. Краткая выдержка методологии аэротектонофизики 120
Горлов Д.А., Мигурский С.Ф., Иванова С.Р. Тектонические предпосылки формирования залежейуглеводородов в черносланцевой нижне-среднекембрийской куонамской формации Восточной Сибири.....124
Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Об источниках сноса карбонатных обломков в глубоководную зону Предуральского прогиба 128

Декабрёв И.К., Гладкочуб Е.А., Иванов А.В., Черемных А.В. Первые данные *in situ* U-Pb датирования кальцита зеркал скольжения Прибайкалья и Западного Забайкалья, методические аспекты 131
Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Взаимоотношение ленивенской серии и тревожнинского комплекса Северо-Западного Таймыра: геодинамические следствия 135
Добролюбова К.О., Соколов С.Ю. Линзовидный трансформированный бассейн Романш – уникальное природное образование и маркер новейших тектонических перестроек в экваториальной Атлантике 139
Докукин П.А., Кафтан В.И., Мельников А.Ю. ГНСС-актуотектоника средствами визуализации 142
Дронов А.В., Салимова Ф.А., Абдиев Н.Х. Кадомские террейны в структуре герцинид западного сектора Южного Тянь-Шаня 147
Дьякова С.А., Сергеева Н.Д., Куликова А.В., Миннебаев К.Р., Ишканова Р.Р. Результаты U-Pb датирования детритового циркона и возраст пород – источников сноса для молассы венда Волго-Уральской области Восточно-Европейской платформы 149
Егоров А.С., Агеев А.С., Большакова Н.В., Сенчина Н.П., Секерина Д.Д., Чазов А.О. Региональные сдвиговые дислокации в структуре земной коры Северной Азии и прилегающих морских акваторий 152
Егоров А.С., Чазов А.О. Трансформация глобальной границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит от спрединговой зоны хребта Гаккеля к Арктико-Азиатской региональной сдвиговой зоне 158
Елисеев А.А., Метелкин Д.В. Магнитостратиграфия абинской серии Кузнецкого прогиба и его палеотектоническое положение на рубеже перми и триаса 161
Ершов А.В., Никишин А.М. Пространственная геоморфологическая и магматическая продольная сегментация срединно-океанических хребтов как следствие развития неустойчивости Рэлея-Тейлора 166
Ершов А.В., Коротаев М.В., Никитин М.Ю. Модель воздымания и эрозии Восточного Кавказа на неотектоническом этапе 172
Ершова В.Б., Лутиков О.А., Александрова Г.Н., Рогов М.А. Новые данные об ааленских отложенияхархипелага Новосибирские острова: источники сноса, биостратиграфия и значение для палеогеографии Арктики в юрское время 175

Жарков А.Д., Правикова Н.В., Коротаев М.В., Чижова Е.Р., Алешина К.Ф., Никишин А.М. Результаты кинематической реконструкции рифта 78 N (Канадский бассейн) 180
Зайончек А.В., Меркурьев С.А., Соколов С.Ю., Соловьев А.В., Коротких Е.Г. Начальные стадии спрединга в западной и центральной частях Евразийского бассейна по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля 184
Захаров В.Г. Хронология проведения ряда полярных экспедиций вдоль трассы Северного морского пути при экстремальных геофизических и гидролого-климатических условиях XIX–XXI вв. 188
Зинчук Н.Н. Тектонические аспекты выделения кимберлитовых полей 192
Зыков Д.С., Полещук А.В. Рыбинский грабен как отражение новейшей внутриплатформенной геодинамики Восточно-Европейской платформы 197
Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Пономарчук А.В. Щелочные интрузии Северного Прибайкалья: к проблеме «сыннырского комплекса» 200
Кальбергенова В.Р., Фикри Е.А., Макеев В.М., Коробова И.В. Геолого-геоморфологические признаки тектонического влияния на речные долины 205
Камзолкин В.А., Латышев А.В., Хубанов В.Б., Чистякова А.В., Шур М.Ю., Веселовский Р.В., Нестерова И.А., Видяпин Ю.П. Новые геохронологические данные о поздневендских и палеозойских комплексах Большого Кавказа и их тектоническая интерпретация 210
Камзолкин В.А., Латышев А.В., Хубанов В.Б., Чистякова А.В., Шур М.Ю., Веселовский Р.В., Нестерова И.А., Видяпин Ю.П. О возрасте гранитов Бескесского выступа кристаллического фундамента Большого Кавказа 214
Касаткина Л.П., Малышев С.В., Ползуненков Г.О., Акинин В.В., Иванов А.В., Гладкочуб Е.А., Брянский Н.В. Результаты трекового и уран-свинцового датирования апатита из мезозойских магматических комплексов Северного Приохотья 217
Коваленко Д.В. Палеомагнитный метод для решения задач внутриплитного магматизма ЦАСП 222
Колодяжный С.Ю., Махиня Е.И., Данцова К.И., Романюк Т.В., Парфенов Г.Е. Киммерийские и альпийские структурные ансамбли области сочленения Центрального и Западного сегментов Большого Кавказа 223

Корсаков А.В., Подугольникова Е.Е., Демин С.П., Михайленко Д.С., Одинаев Ш.А., Гадоев М.Л. Свидетельства прогрессивных и регрессивных реакций в ксенолитах высокобарических пород Дункельдыкского комплекса (Восточный Памир) 229
Котлер П.Д., Куликова А.В., Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Саетгалеева Я.Я., Хромых С.В. Динамика остывания гранитных батолитов по данным мультиминерального датирования на примере Сибинского массива (Восточный Казахстан) 232
Кочнев Б.Б., Ветрова Н.И., Прошенкин А.И. Геохронология обломочных цирконов и С-изотопная хемостратиграфия позднего докембрия Манского прогиба (северо-запад Восточного Саяна): первые данные 235
Кузин А.М. Особенности распределения сейсмических параметров в консолидированной коре складчатого обрамления Русской платформы, Западно-Сибирской плиты по данным ГСЗ и МОВЗ 238
Кузнецов Н.Б., Бишаев Ю.А., Махиня Е.И., Буслов М.М., Романюк Т.В., Фидлер М.М., Разумовский А.А., Колодяжный С.Ю., Данцова К.И., Федюкин И.В., Новикова А.С., Латышева И.В., Шацилло А.В. Возраст и термальная история гранитоидов Даховского массива (северный склон Большого Кавказа) 243
Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Нерович Л.И., Каулина Т.В., Докукина К.А., Баянова Т.Б., Елизаров Д.В. Неоархейские гиперстеновые диориты зоны контакта палеопротерозойского мафитового массива Мончетундра (С-В Фенноскандинавского щита): РЗЭ, SHRIMP-II и Nd-Sr изотопные данные 249
Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л., Полякова Е.В. Связь межплитной и плитной тектоники Фенноскандии и прилегающих территорий 251
Латышев А.В., Бергаль-Кувикас О.В., Латанова Е.А., Аносова М.Б., Беляев А.В. Свидетельства регионального перемагничивания в породах Шипунского сегмента Кроноцкого террейна (Камчатка) и тектоническая интерпретация 255
Левкова Б.Д., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Травин А.В. Позднепалеозойские синколлизионные щелочные интрузии в структуре Башкирского мегантиклинория на Южном Урале 259

Левшунова С.П., Карташов А.А. Воздействие гидротермальных флюидов на формирование ураново-редкоземельно-газовых месторождений в майкопских отложениях южного склона кряжа Карпинского.....264
Леднева Г.В., Сколотнев С.Г., Окина О.И., Ларионова Ю.О., Корнийчук А.В. Раннемеловые вулканиты поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) из коллекций экспедиций Арктика-2014 и Арктика-2016: геохимия пород и их изотопный состав Sr, Nd и Pb.....268
Леонов М.Г. Естественная морфо-структурная фрагментация горно-породных масс и «механика разрыхления» 271
Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Габсатаров Ю.В. Обобщение теории тектоники плит для современного этапа развития Земли на основе 3D-модели мантийной конвекции 275
Ломов В.С., Трихунков Я.И., Керпелева А.П., Тесаков А.С., Бачманов Д.М. Поднятие Центрального Кавказа по данным о строении верхних моласс Предкавказского прогиба.....278
Лузан М.Е., Метелкин Д.В. Свидетельство аномальной конфигурации геомагнитного поля в девоне по результатам анализа палеомагнитных направлений в породах юго-западной окраины Сибирской платформы 282
Малых М.М., Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Минаев В.Е., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Хейдари М. Несколько разновозрастных зон Памира: магматизм как индикатор тектоники и некоторые проблемы совместного анализа.....286
Мамаджанов Ю.М. Эволюция тектоно-магматических процессов в палеозойской истории геологического развития Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня 290
Марков А., Шуклин И., Цуй Г., Лукин В., Цао П., Чанчунь Ц. Турбинообразная архитектура литосферы и мантийная конвекция создают роторную тектонику Антарктической плиты.....295
Махиня Е.И., Колодяжный С.Ю., Данцова К.И., Романюк Т.В., Устинов М.А., Парфенов Г.Е. Источники обломочного материала плиоценовых гравийных галечников Сочи-Адлерской депрессии на основе материалов U-Th-Pb изотопного датирования зерен детритового циркона.....300
Межеловская С.В., Ватрушкина Е.В., Исаева Е.П., Павлов И.Д. Танюрерский габбро-диорит-гранитный массив, геодинамическая обстановка и металлогенические следствия (Центральная Чукотка) 306

Метелкин Д.В. Новая фиксированная система отсчета при палеотектонических реконструкциях в абсолютных координатах по палеомагнитным данным для Сибири 310
Морозов Ю.А., Козловский В.М., Матвеев М.А., Терехов Е.Н. Синтектоническая генерация наноалмазов в малоглубинных условиях 315
Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л. Модель формирования напряжённого состояния верхней коры Горного Крыма и окружающих областей под воздействием региональных тектонических сил 321
Мягков Д.С., Тверитинова Т.Ю. Исследование напряжённо-деформированного состояния Горного Крыма в районе вулканического массива Карадаг по результатам тектонофизических реконструкций полевых данных и методом численного моделирования 324
Никишин А.М., Алёшина К.Ф., Хлебникова О.А., Татаринов В.Ю., Пилицын А.Г., Посаментиер Х., Фоулджер Дж.Р., Верж бицкий В.Е., Крылов А.А., Родина Е.А. Новая модель строения области перехода от хребта Гаккеля до шельфа моря Лаптевых (Арктический океан) 328
Новикова А.С., Романюк Т.В. «Геохронологический образ» кристаллиникума герцинского фундамента центральной части Большого Кавказа по результатам U-Pb датирования циркона 333
Новикова А.С., Федюкин И.В., Романюк Т.В. Первые результаты U-PB датирования детритового циркона из песчаников верхнекаменноугольной гремучинской свиты северного склона Большого Кавказа 338
Нуртаев Б.С., Цай О.Г. Прогноз сейсмичности на территории Срединного, Южного Тянь-Шаня на основе структурных признаков с использованием метода контролируемого обучения – дерева решений CRT 344
Огнев И.Н., Кузин В.Е., Котлер П.Д., Куликова А.В., Музафаров Р.Н. Радиогенная теплогенерация кристаллического фундамента восточного Поволжья: результаты скважинных измерений 348
Патина И.С., Воложс Ю.А., Антипов М.П., Чамов Н.П. Сейсмостратиграфия при исследовании геологических объектов различных масштабов 351
Пейве А.А., Ткачева А.А. Трог Кинг – древний аналог рифта Терсейра (Северная Атлантика) 354

Пенкина В.А., Котлер П.Д. Жарма-Саурская палеоостроводужная система: обсуждение позднепалеозойской субдукции Обь-Зайсанского палеоокеана на основе U-Pb геохронологии и вещественного состава 359
Перчук А.Л., Захаров В.С., Геря Т.В. Кремнекислый магматизм при разных режимах субдукции в истории Земли.....363
Петракова М.Е., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А. Крыккудукский гранитоидный комплекс – завершающий этап развития средне-позднеордовикской островной дуги в Северном Казахстане.....366
Попков В.И., Попков И.В. Послойные тектонические срывы в платформенном чехле Северного Каспия.....370
Попов С.С., Читалин А.Ф. Роль геолого-структурного картирования при прогнозировании новых рудных залежей на примере золото-медных месторождений Сакдриси и Маднеули в Грузии 374
Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Тевелев А.В., Дебабова А.А., Чистякова А.В., Шур М.Ю., Веселовский Р.В., Урбанович С.Е. Восточно-Уральская зона Южного Урала в раннем карбоне: геодинамика и палеомагнетизм 378
Пржиялговский Е.С. Складчатые деформации в фронтальных аллохтонах Южного Предуралья 383
Прокопьев А.В., Васильев Д.А., Ершова В.Б., Шпикерман В.И., Стокли Д. Первые геохронологические данные о раннекембрийских и раннесилурийских тектонических событиях в осевой части Верхояно-Колымского орогенного пояса.....385
Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Горюнова В.О. Редкометалльный потенциал айлликитовых расплавов щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона 388
Пушкарев Е.В. Платиноносный пояс Урала: существует ли единая габбро-клинопироксенит-дунитовая формация Ф.Ю. Левинсон-Лессинга?.....392
Ребецкий Ю.Л. Роль напряжений в формировании порфировых систем и генезиса месторождений благородных металлов 395
Родкин М.В., Гайдаленок О.В., Рукавишникова Т.А., Родкин И.М. Углеводородная и углекислые флюидные системы литосферы по данным анализа микроэлементного состава 399
Рязанов П.О., Томилина Е.М., Плюснин А.В. Состав пород источников сноса терригенных пород соликамского горизонта уфимского яруса района Соликамской впадины.....404

Рязанцев А.В., Левкова Б.Д., Разумовский А.А., Горожанин В.М., Травин А.В. Два импульса среднерифейского внутриплитного мафит-ультрамафитового магматизма в структуре Башкирского мегантиклинория на Южном Урале 407
Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О., Ерофеева К.Г., Силаева О.М., Суханова М.А., Устинова В.В., Максимов О.А., Фатеева А.А. Стратиграфия и тектоника вулканогенно-осадочных бассейнов среднего палеопротерозоя и событие Ломогунди-Ятулий на Карельском кратоне 412
Сарапулова Д.А., Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Сатановский К.К., Дубенский А.С. Вулканиты позднего неопротерозоя (663–638 млн лет) на крайнем СВ Центрально-Таймырского пояса (район м. Челюскин): геохимические особенности, сопоставление с одновозрастными породами СЗ части пояса и геодинамические следствия 417
Ситар К.А., Георгиевский Б.В. Сопоставление моделей плитотектонических реконструкций неопротерозоя (по данным о распространении диамиктитов) 422
Ситкина Д.Р., Кузнецов А.Б., Гладкочуб Е.А., Брянский Н.В., Иванов А.В., Горожанин В.М. Возможности определения возраста тектонических событий на примере локального U-Pb датирования кальцита из нептунических даек стерлитамакских шиханов 427
Сколотнев С.Г., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Добролюбова К.О., Иваненко А.Н., Боголюбский В.А., Веклич И.А., Добролюбов В.Н., Любинецкий В.Л., Докашенко С.А. Строение мезоструктурного кластера Кинг (восточный фланг САХ в Северной Атлантике) 429
Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю. Кайнозойские впадины и неотектоника северного побережья Охотского моря 435
Смирнова Д.О., Сауткин Р.С., Верещагин А.А., Исаев Е.С. Тектонический контроль нефтегазоносности отложений ботуобинского горизонта в районе Мирнинского свода Непско-Ботуобинской антеклизы (Восточная Сибирь) 437
Соколов С.Д., Тучкова М.И., Верж бицкий В.Е., Моисееев А.В., Лучицкая М.В. Тектоно-стратиграфия о. Врангеля: геологическое картирование и межрегиональные корреляции 441

Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Добролюбова К.О. Строение литосферы Атлантико-Арктической рифтовой системы по данным кластерного анализа её параметров 445
Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В. Прикумско-Манычский плинсбахский сдвиговый бассейн Восточного Предкавказья 450
Степанов А.С., Корсаков А.В. Раннекембрийский этап шелочного магматизма на Кокчетавском массиве 454
Стрельников А.А. Сейсмотектонические исследования Таласской впадины 456
Стриха В.Е., Юрченко Ю.Ю., Гольцин Н.А., Поляков А.Н. Ордовик-силурийская интрузивная серия Хилок-Витимской складчатой зоны (Восточное Забайкалье) – фрагмент активной континентальной окраины Палеоазиатского океана 458
Сусликова О.И., Сычев С.Н., Кудрявцев И.В., Исаева Е.П. Особенности строения Полярнинского поднятия Южно-Анюйской сутурной зоны: интерпретация комплекса геолого-геофизических данных 462
Суслова А.А. Модель палеогеографического развития Баренцево-Карского региона как основа прогноза углеводородных систем 467
Суханова Т.В., Макарова Н.В., Макеев В.М., Пикулик Е.А., Коробова И.В. Новейшая структура и геодинамика Полярного Урала 470
Сычев С.Н., Трифонов И.В., Федосеева К.А., Кушнарева А.В. Структурный анализ осадочно-вулканогенного комплекса ордовика Рассохинского террейна (Северо-Восток России) 474
Талтыкин Ю.В., Коновалова Е.А. Геодинамические обстановки формирования гранитоидов мел-палеоценового возраста Сихотэ-Алиньского орогенного пояса 478
Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В., Мануилова Е.А., Мягков Д.С. Кинематика различно ориентированных разномасштабных дизъюнктивов в условиях действия современных полей тектонических напряжений (на примере массива Карадаг (Горный Крым) и северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны) 482
Тевелев А.В., Сурин Т.Н., Правикова Н.В., Мосейчук В.М., Володина Е.А. Среднепалеозойский рифтинг в Магнитогорской мегазоне Южного Урала: ареал, возраст 486

Терехов Е.Н., Макеев А.Б. Тектоническая обстановка в период предрифейского перерыва и роль вторичных кварцитов в формировании базальных горизонтов рифейских разрезов обрамления Балтийского щита 490
Трапезников Д.Е. Некоторые особенности тектоники среднего сегмента Предуральского прогиба 494
Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Журавлев А.Н., Вологина А.С., Каныгина Н.А., Толмачева Т.Ю. Средне-верхнеордовикский вулканогенно-осадочный островодужный комплекс Урумбайской зоны Северного Казахстана 498
Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Федонкин М.А. Роль водорода в образовании и подъеме мантийных плюмов 502
Трифонов В.Г. Возраст новейшего поднятия Большого Кавказа в разных его сегментах 509
Трихунков Я.И., Челик Х., Ломов В.С., Бачманов Д.М., Николаева А.Д., Керпелева А.П. Верхние молассы Центрального Предкавказья как индикатор неоген-четвертичного развития орогена Большого Кавказа 513
Умурзаков Р.А. Развитие идеи тектодинамического анализа при реконструкциях палеотектодинамических систем (на примере западной части Тянь-Шаня) 520
Урбанович С.Е., Тевелев А.В., Гусев А.В. Геохимические, петрографические и петро-палеомагнитные характеристики базальтов аптечногорской свиты раннего девона Среднего Урала 527
Федюкин И.В., Новикова А.С., Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В., Латышева И.В., Данцова К.И., Разумовский А.А., Романюк Т.В. Палеомагнетизм и позднепермский изотопный возраст вулканитов кынырчадской свиты зоны Передового хребта Большого Кавказа 530
Ханчук А.И., Лучицкая М.В., Ватрушкина Е.В., Катков С.М., Канимбуе Л.С. Адакитовые и высококалиевые гранитоиды егдыгкычского и весеннинского комплексов как индикаторы постсубдукционной обстановки формирования медно-порфировых месторождений Баимской рудной зоны Чукотки в раннемеловое время 536
Хисамутдинова А.И., Баранцев А.А., Гриневский А.С., Касков Н.Р., Казора И.В., Тиссен Ю.А., Мирошниченко Д.Е., Кирьянова Т.Н. Особенности тектонических дислокаций мелового структурного этажа центральной части Фроловской мегавпадины 545

Хлебникова О.А., Никишин А.М., Коротаев М.В., Татаринов В.Ю., Посаментиер Х. Методика трехмерного анализа батиметрических данных на примере зоны перехода от хребта Гаккеля до шельфа моря Лаптевых 550
Хромых С.В., Котдер П.Д., Хамедова Е.В. Габбро-гранитный интрузивный магматизм серпуховского возраста в Зайсанской складчатой системе: объемы и геодинамические сценарии 553
Худолей А.К., Александров В.Н., Хубанов В.Б. Мезопротерозойский терригенный комплекс Охотского массива: источники сноса обломочного материала и их значение для палеотектонических реконструкций 557
Черных А.А., Яковенко И.В., Башев И.А., Бешок М.М. Канадская котловина Амеразийского бассейна: гипотезы, факты и актуальная геологическая модель 560
Чефранова А.В., Левицкая Л.А., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Реконструкция строения и возраста источников терригенного материала для позднеплиоценовых редкометалльно-титановых россыпей Таманского полуострова 565
Чикатуева В.Ю., Читалин А.Ф., Мишарин Л.Г., Михайлов А.С. Геолого-структурное изучение месторождения золото-кварцевого типа на северо-востоке Чукотки 570
Чистякова А.В., Ерофеева К.Г., Караваева О.Е., Веселовский Р.В. Термальная история меловых щелочных сиенитов южной части Угуйского грабена (Западный Алдан) по данным трекового датирования апатита и циркона 573
Читалин А.Ф., Чикатуева В.Ю., Сивков Д.В., Мишарин Л.Г., Новиков А.С. Геолого-структурная модель золоторудного месторождения Дражное (Якутия) и ее значение для поисков новых рудных объектов и уточнения параметров разведочной сети 575
Шварев С.В., Бондарь И.В., Королева А.О., Гуринов А.Л. Морфотектоника и палеоземлетрясения юго-западного Прионежья 581
Шипилов Э.В. Геолого-геофизические данные о структуре перикратонной области Балтийского щита и пояса байкалид на северо-западном обрамлении Кольского полуострова 586

Научное издание

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2026

Материалы LVII Тектонического совещания

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 22.01.2026
Формат $60\times90^{1}/_{16}$.
Объем 39,5 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